

Natural History Museum Library



000309746





# GEOLOGISCHE RUNDSCHAU

## ZEITSCHRIFT FÜR ALLGEMEINE GEOLOGIE

HERAUSGEGEBEN VON DER

### GEOLOGISCHEN VEREINIGUNG

UNTER DER SCHRIFTFÜHRUNG VON

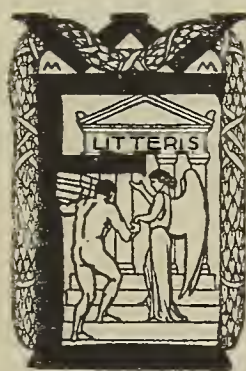
G. STEINMANN  
(BONN)

W. SALOMON  
(HEIDELBERG)

O. WILCKENS  
(STRASSBURG, z. Z. BREMEN)

NEUNTER BAND

MIT 8 FIGUREN IM TEXT UND 3 TAFELN



LEIPZIG

VERLAG VON WILHELM ENGELMANN

1918



Es wurden ausgegeben:

Heft 1/2 am 19. Juli 1918

Heft 3/6 am 15. April 1919

Heft 7/8 am 11. Juli 1919

---

## INHALT.

---

### I. Aufsätze und Mitteilungen:

	Seite
Kampfrath, A., Die Geländestufen und Geländegräben in der Umgebung von Dresden und ihre Beziehungen zur Entstehung des Elbtales zwischen Pirna und Meißen und zu einem vorgeschichtlichen Erdbeben. (Mit Tafel I) . . . . .	1
v. Lozinsky, W., Vulkanismus und Zusammenschub . . . . .	65
Pietzsch, K., Zu A. Kampfraths Aufsatz über die Geländestufen und Geländegräben der Umgebung von Dresden . . . . .	98
Sölch, J., Epigenetische Erosion und Denudation. (Mit 7 Textfiguren) . . . . .	161
Nowak, E., Die Entstehung der Inntalterrasse . . . . .	178

---

### II. Besprechungen:

Das Klimaproblem der permokarbonen Eiszeit unter besonderer Berücksichtigung der Forschungen Fritz v. Kerners (W. A. Eckardt) . . . . .	30
Die Paläogeographie des Nillandes in Kreide und Tertiär (Th. Arldt) . . . . .	47, 104
Die Wurzeln der alpinen Überschiebungsdecken. I. Teil. Die Wurzeln der ostalpinen Decken im südlichen Graubünden und der bündnerischen Gneis-Deckfalten. (Mit 1 Textfigur.) (Otto Wilckens) . . . . .	125

---

### III. Geologischer Unterricht:

Verzeichnis der geologischen, paläontologischen, petrographischen und mineralogischen Vorlesungen an den deutschen Hochschulen im Sommersemester 1918 . . . . .	57
Desgl. im Wintersemester 1918/19 . . . . .	147
Pfingstsitzung des »Damnu« in Göttingen (Wagner, P.) . . . . .	145
Erlaß des preußischen Kultusministeriums . . . . .	195

---

#### IV. Bücher- und Zeitschriftenschau:

	Seite
Munk, E., Die Graptolithen der Zone 18 usw. (Hundt) . . . . .	60
Wunderlich, E., Geomorphologische Forschungen über das Gebiet zwischen Elbe und Oder (Hundt) . . . . .	151
Steuer, A., Obersilur in der Lindener Mark bei Gießen (Hundt) . . . .	155
Häberle D., Die Höhlen der Rheinpfalz (Salomon) . . . . .	155
Wiegner, G., Boden und Bodenbildung in kolloidchemischer Betrachtung (Stremme) . . . . .	155
Ramann, E., Der Boden und sein geographischer Wert (Salomon) . . .	156
Doelter, C., Handbuch der Mineralchemie Bd. II, 12. (Salomon) . . .	156
Beck, R., Abraham Gottlob Werner (Salomon) . . . . .	157
Sachs, A., Die Grundlinien der Mineralogie für Mineralogen, Chemiker und Physiker (Salomon) . . . . .	157
v. Toula, F., Lehrbuch der Geologie. 3. Aufl. (Wilckens) . . . . .	157
Jahresberichte und Mitteilungen des Oberrheinischen geologischen Vereins. N. F. Bd. VII. . . . .	158
Neue Forschungen über das Altpaläozoikum im Zuge des Erzgebirges und der Sudeten (Hundt) . . . . .	190

---

#### V. Persönliches . . . . . 195

---

#### VI. Geologische Vereinigung:

Mitglieder der Geologischen Vereinigung 1. Januar 1919. . . . .	197
---	-----

#### Nachrufe:

Karl Deninger. (Mit Tafel II). . . . .	62
Oswald Marschall. (Mit Tafel III). . . . .	159

---



# GEOLOGISCHE RUNDSCHAU

ZEITSCHRIFT FÜR ALLGEMEINE GEOLOGIE

HERAUSGEGEBEN VON DER

GEOLOGISCHEN  
VEREINIGUNG

UNTER DER SCHRIFTLÉITUNG VON

G. STEINMANN

(BONN)

W. SALOMON

(HEIDELBERG)

O. WILCKÉNS

(z. Z. BREMEN)

ERSCHEINT JÄHRLICH IN 8 HEFTEN VON JE 4—5 BOGEN

BEZUGSPREIS M. 12.—. EINZELHEFTE M. 2.—



LEIPZIG

VERLAG VON WILHELM ENGELMANN

1918

# INHALT

	Seite
<b>I. Aufsätze und Mitteilungen:</b>	
W. v. Lozinski, Vulkanismus und Zusammenschub . . .	65
Kurt Pietzsch, Zu A. Kampfrraths Aufsatz über die Geländestufen und Geländegeben der Umgebung von Dresden . . . . .	98
<b>II. Besprechungen:</b>	
Die Paläogeographie des Nillandes in Kreide und Tertiär. (Th. Arldt) (Schluß) . . . . .	104
Die Wurzeln der alpinen Überschiebungsdecken. I. Teil. (Otto Wilckens). Mit 1 Textfigur . . . . .	125
<b>III. Geologischer Unterricht:</b>	
Pfingstsitzung des Damnu in Göttingen. (P. Wagner) . . . . .	145
Verzeichnis der geologischen, paläontologischen, petrographischen und mineralogischen Vorlesungen an den deutschen Hochschulen im W.-S. 1918/19 . . . . .	147
<b>IV. Bücher- und Zeitschriftenschau:</b>	
Geomorphologische Forschungen über das Gebiet zwischen Elbe und Oder. (Wunderlich) 151. — Obersilur in der Lindener Mark bei Gießen 154. — Die Höhlen der Rheinpfalz. (Häberle) 155. — Boden und Bodenbildung in kolloidchemischer Betrachtung. (Wieg- ner) 155. — Der Boden und sein geographischer Wert. (Ramann) 156. — Handbuch der Mineralchemie. II. (Doelter) 156. — Abra- ham Gottlob Werner, eine kritische Würdigung des Begründers der modernen Geologie. (Beck) 157. — Die Grundlinien der Minera- logie für Mineralogen, Chemiker und Physiker. (Sachs) 157. — Lehrbuch der Geologie. (v. Toula) 157. — Jahresberichte und Mit- teilungen des Oberrheinischen geologischen Vereins 158.	
<b>V. Geologische Vereinigung:</b>	
Oswald Marschall† (Mit Tafel III) . . . . .	159

---

*Die Fachgenossen und Verleger werden gebeten,  
Bücher und Sonderabzüge zum Zweck der Besprechung  
an den Verleger der Rundschau, Wilhelm Engelmann,  
Leipzig, Mittelstraße 2 zu senden. Ebendahn sind  
auch Beschwerden über nicht zugegangene Hefte der  
Zeitschrift zu richten.*

---

## *Zusendungen an die Schriftleitung.*

*An den Schriftleiter Professor G. Steinmann, Bonn, Poppelsdorfer Allee 98  
sind zu senden:*

1. Aufsätze und kleinere Mitteilungen, Notizen usw.
2. Besprechungen aus den Gebieten: Tektonik, Niveauschwankungen,  
Morphologie, Erosion, Glazialgeologie, Sedimentbildung, Erdöl, Kohlen,  
usw. Geologischer Unterricht.

*An den Schriftleiter Professor W. Salomon, Heidelberg:*

Besprechungen aus den Gebieten: Chemische Geologie, Petrographie,  
Salzlagerstätten, Metamorphosen, Erzgangbildung, Präkambrium, Erd-  
inneres, Vulkanismus, Erdbeben, Geologie anderer Weltkörper, Tech-  
nische Geologie.

*An den Schriftleiter Professor O. Wilckens, z. Z. Bremen, Kreftingstr. 16:*  
Besprechungen aus den Gebieten: Stratigraphie, Regionale Geologie.

# I. Aufsätze und Mitteilungen.

## Vulkanismus und Zusammenschub.

Von W. v. Lozinski (Krakau).

### Literatur.

1910. AHLBURG, Geol. Aufbau von Nordcelebes. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. Bd. 62. Monatsber.
1906. AMPFERER, Über das Bewegungsbild von Faltengebirgen. Jahrb. d. k. k. Geol. Reichsanst. Bd. 56.
1906. ARLDT, Parallelismus der Inselketten Ozeaniens. Zeitschr. d. Ges. f. Erdkunde zu Berlin.
1907. ARLDT, Die Entwicklung der Kontinente und ihrer Lebewelt. Leipzig (Engelmann).
1908. ARLDT, Die geograph. Lage der abyss. Gräben. Globus. Bd. 93.
1915. ARLDT, Die positiven und negativen Elemente Europas. Petermanns Mitteil. Jg. 61.
1917. ARLDT, Handbuch der Paläogeographie. Bd. I. Teil 1. Berlin (Borntraeger).
1914. BARRELL, Upper Devonian Delta of the Appalachian Geosyncline (II—III). Amer. Journal of Science. Bd. 187.
1905. BASCOM, Piedmont District of Pennsylvania. Bull. of the Geol. Soc. of America. Bd. 16.
1911. BAUMGÄRTEL, Eruptive Quarzgänge in der Umgebung der vogtländisch-westerzgebirgischen Granitmassive. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. Bd. 63.
1903. BECKE, Die Eruptivgebiete des böhm. Mittelgebirges und der amer. Andes. Tschermaks Mineral. u. petrograph. Mitteil. N. F. Bd. 22.
1895. BECKER, Gold Fields of the Southern Appalachians. 16. Ann. Report of the Un. St. Geol. Survey 1894—95. Part III.
1913. BERG, Beiträge zur Geol. von Niederschlesien. Abhandl. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. N. F. Heft 74.
1887. BERTRAND, La chaîne des Alpes et la formation du continent européen. Bull. Soc. Géol. de France. Ser. III. Bd. 15.
1899. BEYSCHLAG-VON FRITSCH, Das jüngere Steinkohlengebirge und das Rotliegende in der Prov. Sachsen. Abhandl. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. N. F. Heft 10.
1913. BEYSCHLAG-KRUSCH-VOGT, Die Lagerstätten der nutzbaren Mineralien u. Gesteine. Bd. II.
1910. BORNHARDT, Über die Gangverhältn. d. Siegerlandes (I). Archiv f. Lagerstättenforschung. Heft 2.
1912. BRANDES, Sandiger Zechstein usw. in Mitteldeutschland. Zentralbl. f. Mineral. usw.
1913. BRANDES, Die niederländisch-herzynische Vergitterung oder Querfaltung und der jungpaläozoische Vulkanismus in Mitteldeutschland. Leipzig (Teubner).
1917. BROUWER, Über Gebirgsbildung und Vulkanismus in den Molukken. Geol. Rundschau. Bd. 8.
1901. CVIJIĆ, Die tekton. Vorgänge in der Rhodopemasse. Sitzungsber. d. Kais. Akad. d. Wiss. Bd. 110. Abt. I.

1903. CVIJIĆ, Die Tektonik der Balkanhalbinsel. Comptes rendus IX. Congrès Géol. Internat. de Vienne.
1915. DACQUÉ, Grundlagen und Methoden der Paläogeographie. Jena (Fischer).
1900. DALMER, Die westerzgebirgische Granitmassivzone. Zeitschr. f. prakt. Geol. Jg. 8.
1903. DALMER, Über das Cambrium und das Silur Sachsens. Zentralbl. f. Min. usw.
1906. DALY, Abyssal igneous injection as a causal condition and an effect of mountain-building. Amer. Journal of Science. Bd. 172.
1894. DANA, Manual of Geology. 4. Ed.
1892. DATHE, Geol. Beschreibung d. Umgeb. von Salzbrunn. Abhandl. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. N. F. Heft 13.
1912. DATHE-ZIMMERMANN, Erläuterungen zur geol. Karte von Preußen. Lief. 145. Blatt Freiburg.
1916. DEECKE, Geologie von Baden. Teil I.
1917. DEECKE, Dass. Teil II.
1914. DENCKMANN, Geol. Grundriß- u. Profilbilder zur älteren Tektonik des Siegerlandes. Archiv f. Lagerstättenforschung. Heft 19.
1916. FRÖDIN, Einige Beobachtungen über den Oldengranit. Bull. of the Geol. Inst. of the Univ. of Upsala. Bd. 13 (II).
1846. FUCHS, W., Beiträge zur Lehre von den Erzlagerstätten. Wien.
1909. GRABAU, Evolution of North America during Ordovician etc. Journal of Geology. Bd. 17.
1906. GRATON, Recon. of gold and tin deposits of the S. Appalachians. Bull. Un. States Geol. Survey. Nr. 293.
1917. HAARMANN, Zur tekton. Geschichte Mexikos. Zentralbl. f. Mineral. usw.
1913. HEYL, Platinum in North Carolina. Proc. of the Amer. Philos. Soc. Bd. 52.
1899. HILL, The Geol. and phys. Geogr. of Jamaica. Bull. of the Mus. of Comp. Zool. at Harvard College. Bd. 34.
1894. KEITH, Geol. of the Catoclin Belt. 14. Ann. Report Un. St. Geol. Survey 1892—93.
1895. KEYES, Origin and relations of Central Maryland granites. 15. Ann. Report Un. St. Geol. Survey 1893—94.
- 1916 (a). KOSSMAT, Übersicht der Geol. von Sachsen. Leipzig.
- 1916 (b) KOSSMAT, Bericht über eine geologische Studienreise in Altserbien. Berichte d. Kgl. Sächs. Ges. d. Wiss., Math.-phys. Kl. Bd. 68.
1907. KRÜMMEL, Handbuch der Ozeanographie. 2. Aufl. Bd. I.
1914. LEITH, Structural Geology. London.
1910. LEPSIUS, Geologie von Deutschland. Bd. II.
1916. v. LOCZY, Die geologischen Formationen der Balatongegend. Resultate d. wiss. Erforschung des Balatonsees. Bd. I.
1912. v. LOZINSKI, Zur Bildungsweise der Konglomerate des Rotliegenden. Jahrb. d. k. k. Geol. Reichsanst. Bd. 62.
1913. v. LOZINSKI, Das seismische Verhalten der Karpathen und ihres Vorlandes. Beiträge zur Geophysik. Bd. 12.
1911. MARSHALL, Oceania. Handbuch der regionalen Geologie. Bd. VII, 2.
1904. MATHEWS, Structure of the Piedmont Plateau in Maryland. Amer. Journal of Science. Bd. 167.
1905. MATHEWS, Correlation of Maryland and Pennsylvania Piedmont Formations. Bull. of the Geol. Soc. of America. Bd. 16.
1913. MEYER, H. L. F., Paläogeographische Bemerkungen. Berichte üb. d. Vers. d. Niederrhein. geol. Vereins.
1915. MEYER, H. L. F., Die Gliederung des Zechsteins. Bericht d. Oberhess. Ges. f. Natur- u. Heilkunde zu Gießen. N. F. Naturw. Abt. Bd. 6.
1912. MOLENGRAAFF, On recent crustal movements in the island of Timor. Kon. Akad. van Wetensch. te Amsterdam. Proc. of the Section of Sciences. Bd. 15(I).

1880. NEUMAYR, Über den geologischen Bau der Insel Kos. Denkschr. d. Kais. Akad. d. Wiss., Math.-naturw. Kl. Bd. 40.
1912. v. PALFY, Geologische Verhältnisse und Erzgänge des Siebenbürg. Erzgebirges. Mitteil. aus d. Jahrb. d. Kgl. Ungar. Geol. Reichsanst. Bd. 18. Heft 4.
1912. v. PAPP, Die Umgebung des Pokoltal im Kom. Haromszek. Földtani Közlöny. Bd. 42.
1899. PHILIPPSON, Der Gebirgsbau der Ägäis. Verhandl. des VII. Internat. Geographenkongresses, Berlin. Teil II.
1909. PIETZSCH, Die geol. Verhältn. d. Oberlausitz. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. Bd. 61.
1914. PIETZSCH, Über das geologische Alter der dichten Gneise des sächsischen Erzgebirges. Zentralblatt f. Mineral. usw.
1910. RANSOME-EMMONS-GARREY, Geology and ore deposits of the Bullfrog District, Nevada. Bull. Un. St. Geol. Survey. Nr. 407.
1860. v. RICHTHOFEN, Studien aus den ungarisch-siebenbürgischen Trachytgebirgen. Jahrb. d. k. k. Geol. Reichsanst. Bd. 11.
1856. VON RUSSEGGGER, Die Erderschütterungen zu Schemnitz in den Jahren 1854 und 1855. Amtl. Ber. üb. d. 32. Vers. Deutscher Naturf. u. Ärzte zu Wien.
1896. RUSSELL, On the nature of igneous intrusions. Journal of Geology. Bd. 4.
1910. SCHUCHERT, Palaeogeography of North America. Bull. of the Geol. Soc. of America. Bd. 20.
1912. SCHWENKEL, Die Eruptivgneise des Schwarzwaldes. Tschermaks Mineral. u. petrograph. Mitteil. N. F. Bd. 31.
1915. SCHWINNER, Dinariden und Alpen. Geol. Rundschau. Bd. 6.
1899. SHALER-WOODWORTH, Geology of the Richmond Basin, Virginia. 19. Ann. Report Un. St. Geol. Survey 1897—98. Part II.
1914. STARK, Petrographische Provinzen. Fortschritte d. Mineralogie usw. Bd. 4.
1915. STAUFFACHER, Der Goldgangdistrikt von Aitenberg in Schlesien. Zeitschr. f. prakt. Geol. Jg. 23.
1913. STILLE, Tektonische Evolutionen u. Revolutionen der Erdrinde. Leipzig.
1891. v. SZABO, Die Bewegungen auf den Schemnitzer Erzgängen. Földtani Közlöny. Bd. 21.
1913. v. SZADÉCKY, Beiträge zur Tektonik des Siebenbürg. Beckens. Földtani Közlöny. Bd. 43.
1903. UHLIG, Bau und Bild der Karpathen. Wien-Leipzig.
1898. VAN HISE, Estimates and causes of crustal shortening. Journal of Geology. Bd. 6.
1904. VAN HISE, A Treatise on Metamorphism. Monographs Un. St. Geol. Survey. Bd. 47.
1914. VENDL, Die geologischen Verhältnisse des Gebirges von Velence. Mitteil. aus d. Jahrb. d. Kgl. Ungar. Geol. Reichsanst. Bd. 22. Heft 1.
1908. VERBEEK, Rapport sur les Moluques. Batavia.
1909. WEBER, Zur Petrographie der Samoa-Inseln. Abhandl. d. math.-phys. Kl. d. K. Bayr. Akad. d. Wiss. Bd. 24. Abt. II.
1912. WEED, Geology of Butte District, Montana. Un. St. Geol. Survey. Profess. Paper 74.
1902. WEINSCHENK, Über die Plastizität der Gesteine. Zentralblatt f. Mineral. usw.
1895. WILLIAMS, General relations of the granitic rocks in the Middle Atlantic Piedmont Plateau. 15. Ann. Report Un. St. Geol. Survey 1893—94.
1902. WILLIS, Paleozoic Appalachia. Maryland Geol. Survey. Bd. 4.
1907. WILLIS, A theory of continental structure applied to N. America. Bull. of the Geol. Soc. of America. Bd. 18.
1909. WILLIS, Paleogeographic Maps of N. America. Journal of Geology. Bd. 17.
1914. v. WOLFF, Der Vulkanismus. Bd. I.

Wenn gegenwärtig die Kontraktionshypothese für überwunden gilt, so bleibt es ihr dauerndes Verdienst, das Verhältnis einer zusammengeschobenen Zone zu ihrem starren Vorlande geklärt zu haben. Um die Beziehungen zum Hinterlande dagegen hat man sich wenig gekümmert. Auf dem Boden der Kontraktionshypothese entstand die allgemeine, kritisch nie überprüfte Ansicht, es werde das Hinterland eines »Faltengebirges« von Senkungen und dadurch passiv ausgelöstem Vulkanismus beherrscht. Dazu schien der Karpathenbogen mit seinem Hinterlande ein Musterbeispiel zu bieten, an welches TIETZE den drastischen Ausdruck knüpfte, daß der Schichtenschub »gewissermaßen von einem Loch ausgeht«<sup>1)</sup>. In der Tat bekommen wir aus der Betrachtung der geologischen Karte den äußeren Eindruck, daß das ungarische Tiefland, orographisch gegenüber dem umwallenden Karpathenbogen eingesenkt und von jungen Ablagerungen ausgefüllt, ein Senkungsfeld darstellt. Es entsteht aber die Frage, ob in paläogeographischer Beziehung das Hinterland der Karpathen ein zu Senkungen neigendes Verhalten aufweist. Mit der Senkung hat die Kontraktionshypothese den Vulkanismus als eine passive Folgeerscheinung verbunden. Indes weist ein Blick auf die geologische Karte der Karpathen auf einen anderen Zusammenhang hin, welcher v. RICHTHOFEN nicht entging<sup>2)</sup>. Der oberungarisch-siebenbürgische Vulkankranz auf der Innenseite des Karpathenbogens schmiegt sich dem Verlauf des letzteren so genau an, daß der räumliche Zusammenhang des Vulkanismus mit dem Zusammenschub der Karpathen in die Augen springt. Damit taucht das Problem auf, inwieweit auch ein zeitlicher Zusammenhang zwischen den Schubphasen der Karpathen und dem Vulkanismus auf ihrer Innenseite besteht. Nachdem man im Banne der Kontraktionslehre im Vulkanismus auf der Innenseite von Schubzonen eine Folgeerscheinung des Zusammenschubs erblickte, konnte UHLIG noch die Möglichkeit eines Zufalls vorschweben<sup>3)</sup>, daß die jüngsten, nach v. PAPP (1912) pliozänen Vulkanausbrüche auf der Innenseite der Karpathen, diejenigen des Büdöshegy am Südostende des siebenbürgischen Vulkanzuges der Hargitta, wo das junge Eruptionsalter gegenwärtig durch Solfataren und Mofetten verraten wird, mit dem Einsetzen der jüngsten, pliozänen Schubphase am Außenrande der rumänischen Karpathen zeitlich und räumlich genau zusammenfallen.

### Das Hinterland der Karpathen.

Durch die jungtertiär-quartäre Ausfüllung des ungarischen Tieflandes, die eine Senkung vortäuscht, wird der ältere Untergrund, die »alte ungarische Masse« von FRECH<sup>4)</sup>, zum größten Teil verhüllt. In

1) Jahrb. d. k. k. Geol. Reichsanst. Bd. 32. S. 729. 1882.

2) v. RICHTHOFEN (1860), S. 153—155.

3) UHLIG (1903), S. 896.

4) Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. Bd. 57. 1905. Monatsber. S. 334.

inselartigen Durchragungen des granitischen und metamorphen Grundgebirges, so in der Gegend des Balatonsees und des Bakonyerwaldes<sup>1)</sup>, in dem von VÉNDL (1914) untersuchten Gebirge von Velence, in größerem Umfange dagegen am Westrande des Siebenbürgischen Beckens, im Gyaluer Massiv, Bihargebirge usw.<sup>2)</sup> — schaut der varistische Bau mit angelagertem kontinentalem Perm hervor. In der Umrandung des ungarischen Tieflandes, wie im oberungarischen Erzgebirge, in den westkarpathischen Kerngebirgen und in der ostkarpathischen Masse treten größere Flächen des varistischen Untergrundes zutage, ebenfalls von kontinentalem Perm oder limnischem Oberkarbon diskordant überlagert. So wird der varistische Bau im Untergrunde der Karpathen<sup>3)</sup> wie auch des ungarischen Tieflandes verraten. Letzteres hat v. LOCZY<sup>4)</sup> mit vollem Recht als ein strukturelles Bindeglied zwischen Mitteleuropa und dem »Orientalischen Festland« von v. MOJSISOVICS angesprochen.

Auf den varistischen Diastrophismus und die jungpaläozoische Abtragung folgte die Meeresbedeckung der Triaszeit von epikontinentalem Charakter mit gelegentlichen Vertiefungen. Gegen Ende der Triaszeit kommt der Meeresrückgang zunächst im Südosten des pannonischen Gebietes zur Geltung und wird der Anschluß an das »Orientalische Festland« im Sinne von v. MOJSISOVICS<sup>5)</sup> zur Liaszeit angebahnt<sup>6)</sup>. Andererseits aber liegen Anzeichen räumlich und zeitlich sehr beschränkter Schwankungen der Tiefe des Liasmeeres und zwar Einschaltungen von kieseligen, mangan- und radiolarienführenden Ablagerungen (Bakony) vor. Eine weitgehende Verlandung ist für die Doggerzeit anzunehmen, aus welcher Sedimente auf Küstennähe hinweisen<sup>7)</sup> oder überhaupt fehlen. Nach der Episode der tithonen Transgression kehren zur Unterkreidezeit ungefähr dieselben Verhältnisse wieder und werden durch vorwiegend sandigen Charakter der Sedimente oder die Riffazies der Caprotinenkalke, andererseits durch eine Ablagerungslücke angedeutet. Gegen Ende der Unterkreidezeit tritt eine diastrophische Periode in den Karpathen wie ihrem Hinterlande ein. In paläogeographischer Beziehung ist das sog. Bucegi-Konglomerat in Siebenbürgen, dessen Alter etwa dem oberen Gault und dem Cenoman entspricht, sehr charakteristisch. Will man den Bildungsverhältnissen dieses Riesenkonglomerats von mehreren hundert Metern Mächtigkeit näher treten, so versagt die geläufige Auffassung über Transgressionen und angeblich damit zusammenhängende Konglomerate<sup>8)</sup>. Mit vollem Recht wird die Entstehung des Bucegi-

1) v. LOCZY (1916), S. 17 usw.

2) v. SZADÉCKY (1913), S. 492.

3) v. LOZINSKI (1913), S. 20.

4) Geograph. Zeitschr. Jg. 20. S. 329. 1914.

5) Jahrb. d. k. k. Geolog. Reichsanst. Bd. 30. S. 178—181. 1880.

6) POMPECKJ in Zeitschr. d. Deutsch. Geolog. Ges. Bd. 49. S. 807 ff. 1897.

7) VADASZ im Geolog. Zentralblatt. Bd. 21. Nr. 682. 1914.

8) Vgl. die treffliche Kritik von DEECKE in Zeitschr. d. Deutsch. Geolog. Ges. Bd. 68. S. 384—385. 1916.

Konglomerats in der Weise gedeutet, daß der Meeresboden über die Wasserfläche schrittweise herausgehoben bzw. herausgeschoben wurde und die immer wieder emportauchenden Meeresklippen der allmählichen Zertrümmerung durch die Brandung unterlagen<sup>1)</sup>. So ist uns das Bucegi-Konglomerat ein Emersionskonglomerat, das den Eintritt einer längeren diastrophischen Periode an der Wende der Unter- und Oberkreidezeit registriert. Damit werden die Karpathen und ihr Hinterland zum Schauplatz von diastrophischen und vulkanischen Äußerungen, deren weiteren Verlauf und Wechselbeziehungen die nachstehende Zusammenstellung vorführen soll.

		Hinterland der Karpathen		Diastrophismus in der Karpathen
		Wechsel von Meer u. Festland	Vulkanismus	
Gegenwart		Festland (subaërisch)		
Diluvium				
Pliocän		Fortschreitende Aussüßung u. Trockenlegung limnisch-fluviatil	Rhyolite, Andesite u. Dazite des Siebenbürgischen Erzgebirges	Allgemeine Hebung
Miocän		Brackwasser (sarmatischer Binnensee)		
Oligozän	Binnenmeer	Brackische Ablagerungen mit Kohle	Liparit (Siebenbürgen)	Hebung in den inneren Zonen (westkarp. Kerngebirge, ostkarp. Masse)
Eozän		Süßwasserkalk in Siebenbürgen		
Senon		Kontinentalphase. Brackische und limnische Bildungen mit Kohle. Bruchbildung u. vertikale Bewegungen		Vertikale Bewegungen in den westkarpathischen Kerngebirgen
Turon		Wechselnde Meeresbedeckung (durch ? Diskordanzen unterbrochen)	Rhyolite des Rez- und Vlegyasza-Bihar-Gebirges	Schubphase bzw. mehrere, durch Ruhepausen getrennte Schubphasen
Cenoman		Limnisch (Kohlenbildung)		
Oberer Gault		Hebung mit räumlich abwechselnder Meeresbedeckung und Trockenlegung (Bildung des Bucegi-Konglomerats in Siebenbürgen)		

Aus dem vorstehenden Überblick kann man die paläogeographischen Beziehungen zwischen den Karpathen und ihrem Hinterlande sowie die innige Verknüpfung des Vulkanismus mit den diastrophischen Perioden

<sup>1)</sup> JEKELIUS in Jahresber. d. Kgl. Ungar. Geol. Reichsanst. f. 1913. S. 179—180.



direkt ablesen. Dabei ergeben sich auffallende Zusammenhänge, die wir in folgenden Punkten zusammenfassen.

1. Das Hinterland der Karpathen ist in seiner entwicklungsgeschichtlichen Rolle nichts weniger als ein Senkungsgebiet. Der paläogeographische Rückblick zeigt, daß nach jeweiligem Meereseinbruch bald die Hebungstendenz durch die Einschränkung und Zurückdrängung der Wasserfläche sich geltend macht, am vollkommensten in der jungtertiär-quartären Entwicklungsreihe vom Marinen durch das Brackische und Limnische zum Kontinentalen. Die Meereseinbrüche erweisen sich als Episoden, in denen die habituelle Hebungstendenz zeitweise erlahmte, um nach relativ kurzer Pause mit rhythmisch zunehmender Intensität wieder zum Ausdruck zu kommen. In diesem Sinne kann man von einer pannonischen Masse im Innern des Karpathenbogens sprechen und dieselbe zu den Gebieten rechnen, die in der neuen Literatur als positive Elemente<sup>1)</sup>, Hochgebiete<sup>2)</sup>, Hebungszentren<sup>3)</sup>, weniger glücklich auch als Dauerland<sup>4)</sup> bezeichnet werden.

Angesichts der großen Mächtigkeit der kontinentalen Quartärbildungen im Großen Alföld hat man eine allmähliche Senkung in der jüngsten Vergangenheit vorausgesetzt. Die Hauptbedingung der kontinentalen Akkumulation liegt in der orographischen Gestaltung und wird durch die allseitige Umwallung von höheren Gebirgszügen eines tiefer gelegenen, geschlossenen und durch ein schmales Tor entwässerten Beckens bestimmt. Spielt dabei auch Senkung mit, so dürfen wir dennoch von einem Hochgebiet im erdgeschichtlichen Sinne sprechen, wofür die mächtige Akkumulation von Kontinentalablagerungen allein maßgebend ist.

2. In Anbetracht der vorherrschenden Hebungstendenz ist die in anderen Spezialfällen bereits überwundene Verknüpfung des Vulkanismus mit Senkungen auch im karpatischen Hinterland undenkbar. Im Gegenteil lassen sowohl die zeitlichen Beziehungen wie die äußere Erscheinungsform des Vulkanismus auf der Innenseite der Karpathen einen innigen Zusammenhang mit Hebungen, d. h. mit Perioden gesteigerter Hebungstendenz erkennen. Die Anfänge der vulkanischen Tätigkeit, auf welche Einschaltungen von Rhyolittuff in der Oberkreide des Rezgebirges in Ostungarn<sup>5)</sup> und des Vlegyasza-Bihargebirges in Westsiebenbürgen<sup>6)</sup> hinweisen, gehen in die diastrophische Periode der Oberkreide-

<sup>1)</sup> WILLIS (1907), S. 390.

<sup>2)</sup> BRANDES (1912), S. 664 ff. — H. L. F. MEYER (1913), S. 94—95, (1915), S. 135—136.

<sup>3)</sup> KLÜPFEL in Geol. Rundschau. Bd. 7. S. 107. 1916.

<sup>4)</sup> STILLE (1913), S. 13.

<sup>5)</sup> ROTH v. TELEGD in Jahresber. d. Kgl. Ungar. Geol. Reichsanst. f. 1913. S. 257.

<sup>6)</sup> v. PÁLFY, dass. f. 1914. S. 343. — v. SZADÉCZKY in Muzcumi Füzetek. Bd. 3. S. 142. Kolozsvár 1915.

zeit zurück. Die jungtertiäre (tortonisch-sarmatisch-pliozäne) Hauptphase der vulkanischen Tätigkeit, in welcher große Massen vulkanoklastischen Materials bis an den Außenrand der Ostkarpathen gelangten<sup>1)</sup>, fällt aufs genaueste mit dem allmählichen Aussüßen und Zurückgehen des pannonischen Binnenmeeres der Miozänzeit zusammen. Die erloschenen Vulkangruppen auf der Innenseite des Karpathenbogens sind zum Teil älteren Schollen aufgesetzt, in denen wir inselartige Durchragungen des varistischen Untergrundes erkannten, so in der Schemnitzer Gruppe, die v. PETTKO als ein »Erhebungskrater« vorkam<sup>2)</sup>, im Borsoder Bükkgebirge, in der Tokayer Gruppe, die mit der paläozoischen Insel von Zemplen verschmilzt und im siebenbürgischen Erzgebirge. Ein ausgezeichnetes Miniaturbeispiel bietet die von VENDL (1914) kartierte varistische Insel des Velencegebirges mit ihren Andesitdurchbrüchen. Der jungtertiäre Entwicklungsgang des pannonischen Gebietes lehrt, daß diese varistischen Schollen keinesfalls etwa stehengebliebene Reste einer sinkenden Landmasse darstellen<sup>3)</sup>, sondern als vulkanbesetzte Scheitel einer alten Masse aus jungtertiären Fluten aufstiegen, wie es gegenwärtig mit den weiter zu besprechenden Inselbögen der Fall ist.

Da die jungtertiären Vulkanzüge auf der Innenseite des Karpathenbogens noch keine tiefergreifende Abtragung erfahren, vielmehr ihre orographische Ausgestaltung durch Aufschüttung bzw. Ergüsse bewahrt haben, ist ein Einblick in die korrespondierenden plutonischen Vorgänge, insbesondere aber in das tiefere Verhältnis des Vulkanismus zum Bau des Grundgebirges kaum möglich. Nur durch den siebenbürgischen Goldbergbau wurden Aufschlüsse eröffnet, die eine starke Zusammenstauung der Miozänschichten in der Umgebung der Vulkanschote zeigen und dadurch die aktive Betätigung des durchbrechenden Magmas in unzweideutiger Weise vor die Augen führen<sup>4)</sup>.

3. Die diastrophischen Vorgänge in den Karpathen, sowohl Schubphasen wie Hebungen, fallen genau mit Perioden gesteigerter Hebungstendenz und vulkanischer Tätigkeit im Hinterlande zusammen. Dabei tritt die nach außen gerichtete Verlagerung des Schichtenschubes im Laufe der Zeit (»zonares Wandern der Gebirgsbildung«) in den Karpathen mit besonderer Deutlichkeit hervor. Die oberkretazische Schubperiode betrifft am stärksten die inneren Karpathenzonen, zunächst die

---

1) Dazittuff (Palla) in der subkarpathischen Salzformation Rumäniens, andesitische Tuffsandsteine in den sarmatischen Ablagerungen der moldauischen Platte und im Pliozen des Comanesti-Beckens in der moldauischen Flyschzone.

2) Berichte üb. d. Mitteil. von Freunden der Naturwiss. Herausgegeben von HÄIDINGER. Bd. 3. S. 208. Wien 1848.

3) Müßte doch in dem Fall die paläogeographische Entwicklung der Jungtertiärzeit vom Kontinentalen durch allmähliche Übergänge zum Marinen führen, somit umgekehrt wie in Wirklichkeit verlaufen.

4) Vgl. die ausgezeichneten Profile bei v. PALFY (1912), S. 266 und 408.

westkarpathischen Kerngebirge und die ostkarpathische Masse. Die jungmiozäne diastrophische Phase äußerte sich in den inneren Karpathenzonen durch vertikale Bewegungen<sup>1)</sup>, in den weiter nach außen folgenden Zonen dagegen, d. h. in der Flysch- und in der subkarpathischen Zone war sie die Hauptphase des Zusammenschubs. Indem die inneren Zonen in ihrer Schubfähigkeit erstarren, werden sie in bezug auf das diastrophische Verhalten dem Hinterlande angegliedert. Zugleich kommt es vor, daß der Vulkanismus durch sporadische, magmatisch verwandte Ausläufer aus dem Hinterlande in die zusammengeschobenen und nachher dem Schub entrückenden Zonen hinausgreift<sup>2)</sup>.

Die zonare Verlegung des Schichtenschubs hängt einerseits mit den diastrophischen und vulkanischen Äußerungen im Hinterlande zusammen, andererseits aber ist sie durch den Mechanismus des Schubvorganges bedingt. Seitdem man die Abscherung zunächst als einen Sonderfall aus dem Jura erkannt hat, kommt sie immer mehr zur allgemeinen Geltung und darf nun schon als ein den Schichtenschub beherrschender Vorgang angesehen werden. Dem karpathischen Bau liegt durchweg die Abscherung zugrunde. In den Kerngebirgen hat — wie in den nördlichen Kalkalpen — das Gleitniveau der Werfener Schichten die weite deckenartige Ausbreitung des Muschelkalkdolomits (Chocsdolomits) bestimmt. In der Flyschzone haben die oberkretazischen Inoceramenschichten, in der subkarpathischen Zone der Salzton des Tortonien als Gleitniveaus gedient. So finden wir, daß bei der zeitlichen Verlegung des Zusammenschubs nach dem Außenrand der Schubzone zugleich der Gleitungsvorgang in immer höhere Gleitniveaus hinaufrückt. Der Schichtkomplex, welcher als Gleitniveau wirkte, erfährt durch abwechselnde Auswalzung und Zusammenstauung erhebliche Mächtigkeitsschwankungen, wird wirr gefältelt, zerknittert und durch ein Netzwerk von nachträglich ausgefüllten Adern durchsetzt. Dadurch werden der Gleitfähigkeit bestimmte Grenzen gestellt und erstarrt das Gleitniveau, so daß weitere diastrophische Spannungen durch vertikale Bewegungen zur Auslösung gelangen und das diastrophische Verhalten dem Hinterlande sich anpaßt, während der Zusammenschub weiter nach außen verlegt wird.

Von LEITH wird die Ansicht verallgemeinert, es sei ein Zusammen-sinken (*relaxational settling*) die unmittelbare und notwendige Folge des Zusammenschubs<sup>3)</sup>. Aus der vorstehenden Betrachtung ergibt sich, daß die jeweilige Schubzone nach dem Erstarren des Zusammenschubs

1) Hochgehobene Schollen von Nummulitenkalk in der Hohen Tatra und in der Ostkarpathischen Masse, allmähliche Aussüßung (Braunkohlebildung) des Jungtertiärs der innerkarpathischen Becken.

2) Andesitische Durchbrüche der Gegend von Banow und Bojkowitz in der mährischen Flyschzone, um Szczaownica im pieninischen Abschnitt der Klippenzone und südlich von Bochnia in der westgalizischen Flyschzone.

3) LEITH (1914), S. 44—45.

von den vertikalen Bewegungen des Hinterlandes ergriffen wird. Letzteres wird aber — wie wir sahen — von einer dauernden Hebungstendenz beherrscht, gegenüber welcher Senkungen räumlich wie zeitlich zurücktreten. So ist anzunehmen, daß der Zusammenschub, sobald die Schubzone erstarrt, nicht von Senkungen, sondern im Gegenteil hauptsächlich von Hebungen abgelöst wird.

Der innige Zusammenhang, welchen wir in den Karpathen zwischen den diastrophischen und vulkanischen Vorgängen im Hinterlande und den Schubphasen erkannten, wird aus dem nachstehenden Vergleich mit anderen Gebirgssystemen als eine allgemeine Gesetzmäßigkeit sich ergeben.

### **Das Hinterland des varistischen Bogens der deutschen Mittelgebirge.**

Der treffliche Vergleich, welchen BERTRAND (1887) zwischen dem Kohlengürtel am Außenrande des herzynischen Bogens und der alpinen Flyschzone durchführte, kann auf die Flysch- und die subkarpathische Salztonezone der Karpathen erweitert werden. Auch im Hinterlande des varistischen und des karpathischen Bogens eröffnen sich weitgehende Analogien. Zunächst fällt es auf, daß die jungpaläozoischen Porphyrgüsse im Rücken des varistischen Schichtenschubs genau dieselbe Stellung einnehmen, wie die jungtertiären Vulkanzüge auf der Innenseite der Karpathen. Die Porphyrgüsse sind mit dem Rotliegenden verknüpft, das in genetischer Beziehung mit den jungen Ablagerungen des Großen Alföld im Hinterlande der Karpathen verglichen werden kann<sup>1)</sup>. Ebenso besteht die weitgehendste Übereinstimmung der orographischen Lage, durch welche eine mächtige Akkumulation begünstigt wurde. Hat doch BERTRAND die Analogie in der Lage des oberkarbonisch-rotliegenden Beckens von Saarbrücken und des jungtertiären Wiener Beckens betont<sup>2)</sup>. Wie im karpathischen Hinterlande, hat man auch auf der Innenseite des varistischen Bogens ein geräumiges Senkungsgebiet, den »Saar-Saalegraben«<sup>3)</sup> angenommen, in welchem das Rotliegende in großer Mächtigkeit sich anhäufte. Zum Begriff einer Grabensenkung ist jedoch zu bemerken, daß die mächtige Kontinentalakkumulation des Rotliegenden dieses Sammelbecken ebenfalls zu einem Hochgebiet stempelt, wie es bereits vom pannonischen Becken im karpathischen Hinterlande ausgeführt wurde.

Dank der langdauernden Abtragung bis zu einer bedeutenden Tiefe ist das Verhältnis von Porphyrdurchbrüchen und Granitintrusionen zum Bau des Grundgebirges im varistischen Hinterlande aufgeschlossen. In ähnlicher Weise, wie die diastrophischen Vorgänge der Oberkreidezeit

<sup>1)</sup> v. LOZINSKI (1912), S. 217—218.

<sup>2)</sup> BERTRAND (1887), S. 439.

<sup>3)</sup> LEPSIUS (1910), S. 440—441.

das karpathische Hinterland beherrschen, gingen auch auf der Innenseite des varistischen Bogens der jungpaläozoischen Schubperiode ältere diastrophische Phasen voraus. Während eine vorsilurische diastrophische Phase nur in beschränktem Umfange angenommen wird<sup>1)</sup>, hat diejenige der Unterdevonzeit ein weit größeres Gebiet ergriffen und wurden ihre Anzeichen im Schichtenbau der Oberlausitz<sup>2)</sup>, des Erzgebirges, des Vogtlandes und Thüringens<sup>3)</sup> nachgewiesen. Die diastrophischen Vorgänge der Unterdevonzeit zeigen in ihrem Verhalten eine vollkommene Analogie mit den Karpathen. Im varistischen Hinterlande wurde die diastrophische Spannung durch vertikale Spannungen ausgelöst, wie es PIETZSCH vom Vogtlande betont<sup>4)</sup>. In Gebieten dagegen, die als die innere Zone des varistischen Bogens anzusehen sind, fand gleichzeitig ein Schichtenschub statt, so die »präsideritische Faltung«<sup>5)</sup> im Rheinischen Schiefergebirge.

Neuere Untersuchungen haben ergeben, daß die jungpaläozoischen Granitintrusionen des varistischen Hinterlandes keine strukturellen Beziehungen zum Bau des Grundgebirges aufweisen. Die tektonische Selbständigkeit der Granitintrusionen<sup>6)</sup> wurde insbesondere im Erzgebirge<sup>7)</sup> und neuerdings im Schwarzwald<sup>8)</sup> erkannt. Wenn aber dabei noch immer von einer »karbonischen Faltung« die Rede ist, so bedeutet es bloß eine ganz willkürliche Verallgemeinerung des jungpaläozoischen Zusammenschubs, welcher hauptsächlich auf die Außenzone des varistischen Bogens, d. h. auf den sog. Kohlengürtel beschränkt war. Mit vollem Recht tritt DEECKE für den Schwarzwald und die Vogesen einem »Faltengebirge des Karbons« entgegen<sup>9)</sup>. Ebenso wird »Faltung« ausdrücklich vermißt im niederschlesischen Kulmgebiete<sup>10)</sup> wie in der Halleschen Mulde<sup>11)</sup>. Indem die diastrophische Spannung der jungpaläozoischen Zeit auf der Innenseite des varistischen Bogens vornehmlich durch Vertikalbewegungen ausgelöst wurde<sup>12)</sup>, entstanden bedeutende Niveauunterschiede, wie sie die Schuttbildung und die Schutthäufung des Rotliegenden verlangt.

1) DALMER (1903), S. 585—586.

2) PIETZSCH (1909), S. 79.

3) KOSSMAT (1916a), S. 22.

4) PIETZSCH (1914), S. 227, 238.

5) DENCKMANN (1914), S. 6.

6) »Diskordante« Granitstöcke im Sinne von LEPSIUS (1910, S. 105 ff.). Vgl. auch Geol. Rundschau. Bd. 3. S. 1 ff. 1912.

7) DALMER (1900), S. 303, 307. — KOSSMAT (1916a), S. 17, 60.

8) SCHWENKEL (1912), S. 310—311.

9) DEECKE (1916). Bd. I. S. 155—158, 203—204. Bd. II. S. 688.

10) DATHE-ZIMMERMANN (1912), S. 105—106.

11) BEYSLAG-VON FRITSCH (1899), S. 165.

12) Damit soll jedoch die Möglichkeit eines lokalen Zusammenschubs nicht bestritten werden. Es sei auf das karpathische Hinterland hingewiesen, in welchem das Siebenbürgische Becken gleichzeitig mit den Außenzonen der Karpathen einen Zusammenschub erfuhr.

Der Zusammenhang von Hebungen und vulkanischen Vorgängen wird auch für das Hinterland des varistischen Bogens bestätigt. Daß die Granitintrusionen und Porphyrdurchbrüche, deren strukturelle Selbständigkeit betont wurde, ihrerseits den injizierten bzw. durchbrochenen Schichtenbau aktiv beeinflussten, dafür häufen sich Beobachtungen aus allen Teilen des varistischen Hinterlandes. Es sei an die Schichtenstauchungen in der nächsten Umgebung der Granitmassive des Vogtlandes<sup>1)</sup> und des Fichtelgebirges<sup>2)</sup>, an die Aufrichtung und muldenartige Zusammenpressung des Karbons durch die mächtigen Durchbrüche des Hochwald- und Sattelwaldporphyrs in Niederschlesien<sup>3)</sup>, an die Schichtenstörungen im Porphyirkontakt der Halleschen Mulde<sup>4)</sup> erinnert. Neuerdings wird von DEECKE für die Granitintrusionen des Schwarzwaldes und der Vogesen ein aktiver Einfluß auf die Tektonik angenommen<sup>5)</sup>.

	Hinterland (Vogesen, Schwarzwald, Saar-Saalegraben, Erz- gebirge usw.)	Innere Zone (Rhein. Schiefergebirge usw.)	Außenzone (Kohlengürtel)
Jungpaläozoische Zeit	Vertikale Bewegungen Vulkanismus (Granitintrusionen und Porphyrdurchbrüche)		Zusammenschub
Unterdevonzeit	Vertikale Bewegungen (Hebungen)	»Präsideritische Faltung« an der Grenze der Unter- und Mitteldevonzeit	

Wie für die Karpathen, finden wir auch für den varistischen Bogen denselben zeitlichen Zusammenhang von Hebungen und Vulkanismus im Hinterlande mit den Schubphasen, wobei letztere gleichfalls einer sukzessiven Verlegung nach außen unterworfen sind. Die vorstehende Tabelle gibt einen Überblick.

### Das Hinterland der Appalachen.

Auf der Innenseite der in jungpaläozoischer Zeit zusammengeschobenen Appalachen finden wir eine altkristallinische, tief abgetragene Masse (Piedmont-Plateau), die gegen Osten langsam unter der Küstenebene und weiter unter dem Atlantischen Ozean versinkt. Die Überflutung durch den Atlantischen Ozean, vom Standpunkte einer über-

1) BAUMGÄRTEL (1911), S. 237—238.

2) WEINSCHENK (1902), S. 162 ff.

3) DATHE (1892), S. 142. — DATHE-ZIMMERMANN (1912), S. 106, Anm. 1. — BERG (1913), S. 25.

4) BEYSLAG-VON FRITSCH (1899), S. 177—178, 204.

5) DEECKE (1916). Bd. I. S. 155—158, 203—204.

triebenen Permanenz der Ozeane betrachtet, verleitete WILLIS zu der irrigen Annahme einer »subozeanischen« Herkunft des appalachischen Zusammenschubs<sup>1)</sup>, wogegen BARRELL mit Recht Stellung nahm<sup>2)</sup>. Soweit die Schichtfolge der Küstenebene es vermuten läßt, dauert die Überflutung — allerdings mit wiederholten, durch Diskordanzen und nichtmarine Einschaltungen registrierten Unterbrechungen — erst seit der Kreidezeit und ist somit für das in der geologischen Vergangenheit weit zurückliegende Problem der »appalachischen Revolution« irrelevant, da ja letztere um das Ende der paläozoischen Zeit ausgeklungen war. Für die paläozoische Zeit dagegen, in welcher der Zusammenschub der Appalachen vorbereitet und ausgelöst wurde, haben die ausgezeichneten paläogeographischen Studien desselben WILLIS (1902) und später von BARRELL (1914) gezeigt, daß auf der Innenseite der appalachischen Schubzone die Landmasse der sog. Appalachia<sup>3)</sup> bestand. Die Sedimentmassen, die von Osten her dem appalachischen Ablagerungsraum zugeführt wurden<sup>4)</sup>, berechtigen zu der Annahme, daß die Appalachia recht weit in östlicher Richtung an Stelle des westlichsten Atlantischen Ozeans sich erstreckte<sup>5)</sup>. Von der Silurzeit an konnte WILLIS das Bestehen der Landmasse der Appalachia verfolgen<sup>6)</sup>, eines Hochgebietes, das abwechselnd stärkere Hebungsphasen und Ruhepausen weitgehender Abtragung und Einebnung durchmachte.

Das Grundgebirge, welches im westlichen Randgebiet der Appalachia, dem gegenwärtigen Piedmont-Plateau, zutage tritt, wird allgemein als Algonkian bis einschließlich Untersilur angesprochen. Am Westsaum, d. h. unmittelbar auf der Innenseite der jungpaläozoischen Appalachen, wird die Tektonik von einem älteren Zusammenschub mit flach ebenfalls in südöstlicher Richtung einfallenden Überschiebungen beherrscht<sup>7)</sup>. Indem diese ältere Schubphase mit der »taconischen Revolution« am Ende der Untersilurzeit (Ordovician) zusammenfällt, finden wir auch auf appalachischem Boden eine innere, ältere Schubzone (taconische Revolution) und eine Außenzone jüngeren Zusammenschubs (appalachische Revolution). Ungefähr gleichzeitig mit der älteren Schubphase kommt in der Landmasse der Appalachia die Hebungstendenz schärfer zur Geltung, wie es für die Untersilurzeit angenommen wird<sup>8)</sup>.

1) WILLIS (1907), S. 404ff., (1909), S. 256, 403.

2) BARRELL (1914), S. 252.

3) Mit ihren nordöstlichen Ausläufern bzw. Inseln, wie Taconia, Acadia usw. Vgl. GRABAU (1909, S. 210ff.) und SCHUCHERT (1910, S. 464 und Taf. 49).

4) BARRELL (1914), S. 243, 248—249.

5) WILLIS (1902, S. 37) selbst gibt ein solches zu. Vgl. auch die diesbezüglichen Bemerkungen von BARRELL (1914, S. 226, 249) sowie die paläogeographischen Karten von GRABAU (1909, S. 210ff.).

6) WILLIS (1902), S. 51ff.

7) Nach KEITH (1894), MATHEWS (1904, 1905) u. a.

8) WILLIS (1902), S. 51ff. — BARRELL (1904), S. 95.

Die ersten Regungen der appalachischen Revolution hat BARRELL bis in die Unterdevonzeit verlegt, in welcher intensive Hebungen im Gebiete der Appalachia<sup>1)</sup> stattfanden<sup>2)</sup>. Für die Karbonzeit, die dem appalachischen Zusammenschub unmittelbar vorausgegangen war, nahm WILLIS eine langsame, intermittierende Hebung der Appalachia an<sup>3)</sup>. Die Übereinstimmung, welche das appalachische Gebiet in bezug auf den Zusammenhang von Hebungen des Hinterlandes und den Schubphasen wie auch die zeitliche Verlegung der letzteren mit dem varistischen und karpathischen Bogen zeigt, wird durch die faziellen Beziehungen der Newark-Trias auf der Innenseite der appalachischen Schubzone ergänzt. Die limnisch-kontinentale Newark-Trias mit individualisierten Kohlenbecken<sup>4)</sup> entspricht vollkommen den Bildungsverhältnissen des Rotliegenden im varistischen Hinterlande, wie der jüngsten Ablagerungen im karpathischen Hinterlande. Die Entstehungsweise der Randkonglomerate der Newark-Trias, deren Material nach BARRELL der appalachischen Schubzone im Westen entnommen wurde<sup>5)</sup>, erinnert an die massenhafte Anhäufung von Schottern auf der Innenseite der Karpathen.

Das im Piedmont-Plateau, auf der Innenseite der appalachischen Schubzone zutage tretende Grundgebirge wird von plutonischen und vulkanischen Gesteinen dicht durchbrochen. Darunter werden Granite bzw. Syenite als die vorherrschenden Gesteinsarten, außerdem Diorite, Gabbro (Hornblendegabbro, Norit), Pyroxenite, Peridotite, Monzonite, Quarzporphyre sowie Gesteine vom rhyolitischen und andesitischen Charakter genannt<sup>6)</sup>. Von den meisten Forschern werden zwei Eruptivperioden angenommen, von denen die ältere ungefähr mit der Silurzeit<sup>7)</sup>, die jüngere dagegen mit dem jungpaläozoischen Zusammenschub der Appalachen<sup>8)</sup> zusammenfallen und mit ihren Anfängen bis in die Oberdevonzeit zurückreichen soll<sup>9)</sup>. Die vorherrschenden Granitintrusionen, die als die relativ jüngsten betrachtet werden<sup>10)</sup>, würden danach der jungpaläozoischen (z. T. oberdevonischen) Eruptivperiode angehören. In der Tat wird das Grundgebirge mit den älteren Eruptiva vom Granit

---

1) Devonian Highlands von WILLIS (1902, S. 61—62). Vgl. auch die Karte bei BARRELL (1914, S. 89).

2) BARRELL (1914), S. 253.

3) WILLIS (1902), S. 85—88.

4) Über die Bildungsweise der Newark-Trias vgl. auch die Ausführungen bei SHALER-WOODWORTH (1899), S. 405—407.

5) BARRELL (1914), S. 101.

6) KEITH (1894), KEYES (1895), WILLIAMS (1895), MATHEWS (1904), BASCOM (1905), GRATON (1906).

7) MATHEWS (1904), S. 146, BASCOM (1905), S. 292ff.

8) KEYES (1895), S. 733, WILLIAMS (1895), S. 666.

9) BARRELL (1914), S. 253.

10) KEYES (1895), S. 692, 732.



und seinem pegmatitischen Gangfolge in ebenso selbständiger Weise durchbrochen<sup>1)</sup>, wie es auch mit den varistischen Granitintrusionen der Fall ist.

### Das Hinterland der dinarischen und taurischen Schubzonen.

Auf der Innenseite der dinarischen und taurischen Schubzonen finden wir alte Massen, die ARLDT zu einer Thrakophrygis zusammenfaßt und als »ein sehr beständiges positives Element« bezeichnet<sup>2)</sup>. Der Zusammenhang des Schichtenschubes mit diastrophischen und vulkanischen Vorgängen kann zwar in allen Einzelheiten nicht verfolgt werden, läßt aber doch ähnliche Beziehungen vermuten, wie in vorstehend erörterten Fällen.

Im Hinterlande der dinarischen Schubzone taucht die Rhodopemasse auf. Mit dem jungtertiären Zusammenschub der ersteren fällt in der Rhodopemasse eine diastrophische Periode von Hebungen und vulkanischen Ausbrüchen zusammen. CVIJIĆ betonte die große Verbreitung von Andesiten, Daziten, Rhyoliten u. a. sowie die solfatarischen Erscheinungen im Becken des Ochridasees<sup>3)</sup>. In südöstlicher Fortsetzung wird das Hinterland der westgriechischen Schubzone von der nordägäischen und der Kykladenmasse gebildet, in denen PHILIPPSON ein »altes Festland«<sup>4)</sup> erkannte<sup>5)</sup>. Seit NEUMAYR wissen wir, daß an Stelle des Ägäischen Meeres noch zur Jungtertiärzeit Festland war, welches erst zu Ende der Pliozänzeit überflutet wurde<sup>6)</sup>. Die jungpliozän-quartäre Überflutung durch das Ägäische Meer ist wohl als »rückgreifende Episode«<sup>7)</sup> aufzufassen. Im Anschlusse an NEUMAYR wurde die Meinung allgemein verbreitet, daß die Senkung des Ägäischen Meeres noch in der Gegenwart fortschreite, wobei man in den Kykladen Bruchstücke eines versinkenden Gebirges erblickte<sup>8)</sup>. Im Gegensatz dazu sollte man die Kykladen eher als vulkanbesetzte Scheitel einer alten Masse ansprechen, die aus der vorübergehenden Überflutung durch das Ägäische Meer langsam aufsteigt, wofür die bekannten Hebungsanzeichen an den Küsten unzweideutig sprechen.

Als eine weitere Analogie des karpatischen Hinterlandes sei noch das Lykaonische Hochland auf der Innenseite des Cilicischen Tauros hervorgehoben. Im Lykaonischen Hochland, das auch Steppentafel genannt wird, schaut das kristalline Grundgebirge aus dem jungtertiären

1) Vgl. z. B. das Profil bei KEYES (1895), Taf. 37, Fig. 3.

2) ARLDT (1915), S. 291.

3) CVIJIĆ (1901), S. 413, 419.

4) »Aegaeis« von ARLDT (1915) genannt.

5) PHILIPPSON (1899), S. 187.

6) NEUMAYR (1880), S. 277 ff.

7) Im Sinne von H. L. F. MEYER (1915), S. 136.

8) NEUMAYR (1880), S. 233, 237.

Tafelland mit vom Quartär ausgefüllten Hochbecken heraus. Durch die ausgedehnten vulkanischen Ausbrüche jungen Alters, die im Erdjias (Argaeos) bis in die historische Zeit überdauerten, wird die äußere Analogie vervollständigt. Dieselbe auch paläogeographisch zu vertiefen, dazu fehlt es noch an erforderlichen Einzelheiten.

### Ausgangszentra des Zusammenschubs.

Während vom appalachischen Boden aus WILLIS<sup>1)</sup> die irrije Meinung von einer subozeanischen Herkunft des Schichtenschubs verallgemeinerte, wobei SCHUCHERT ein apodiktischer Hinweis auf das langsame Sinken des ozeanischen Beckens zur Begründung ausreichte<sup>2)</sup>, wurden andererseits vereinzelte Stimmen kaum beachtet, welche für die bisher übersehene Rolle des Hinterlandes eintraten. So erkannte PHILIPPSON an den Schubzonen Griechenlands, daß die Bewegung von ihrem Hinterlande ausging, das seinerseits keineswegs von einem Senkungsgebiete, sondern im Gegenteil von der alten ägäischen und Kykladenmasse gebildet war<sup>3)</sup>. CVIJIĆ erschien die Rhodopemasse als »das Ausgangsgebiet für die jungen Faltungen«<sup>4)</sup>. Daß der Zusammenschub eine Folge von Hebung im Hinterlande ist, hat kürzlich HAARMANN (1917) auf Grund seiner Studien in Mexiko ausgesprochen, und dadurch werden die vorstehenden Beispiele um ein neues vermehrt.

In den bisher angezogenen Beispielen finden wir mit einer Gesetzmäßigkeit, die allgemein zu gelten verspricht, die zeitliche Koinzidenz der Schubphasen mit diastrophischen und vulkanischen Perioden im Hinterlande. Durch diesen zeitlichen Zusammenhang wird erwiesen, daß der Schub vom Hinterland unmittelbar ausging und durch seine geophysikalischen Wandlungen angeregt wurde. Wenn für die appalachische Schubzone noch die Täuschung möglich war, es käme der Schub von geheimnisvollen Ozeantiefen her, so wird an dem Beispiel der Karpathen, an welchem unsere Betrachtungen ansetzten, jeder Zweifel zerstreut. Denn in diesem Falle sieht man, daß das pannonische Gebiet von nach außen bewegten Schubzonen des karpatischen, getischen (südkarpatischen) und dinarischen Systems beinahe ringsum umschlossen wird<sup>5)</sup> und somit der Schub nach allen Seiten hin radial ausstrahlte. Vom pannonischen Gebiet zweigt in westlicher Richtung als relativ schmaler Ausläufer die sog. alpino-dinarische Narbe ab, in welcher jüngst »ein aktives Element im Alpenbau« erkannt wurde<sup>6)</sup>. Ebenso können wir

1) Research in China. Bd. II. S. 124ff. Washington 1907.

2) SCHUCHERT (1910), S. 497—498.

3) PHILIPPSON (1899), S. 185 ff.

4) CVIJIĆ (1903), S. 355—356.

5) Vgl. die schematische Karte von KOBER in PETERMANN'S Mitteilungen. Bd. 60 (I). Taf. 36. 1914.

6) SCHWINNER (1915), S. 8.

jene alten Massen, wie wir sie im Hinterlande der Karpathen und der übrigen, mit ihnen verglichenen Schubzonen als Ausgangszentra des Zusammenschubs erkannten, als aktiv bezeichnen.

### Aktive und passive Massen.

Ein Gebiet, das nach dem Zusammenschub erstarrt und weiterhin nur Vertikalbewegungen unterliegt, wird Masse genannt. Wie die starren Massen jüngere Schubzonen vorbestimmen, ist in der Literatur vielfach erörtert worden. In bezug auf das Verhältnis von alten Massen zu jeweilig jüngeren Schubzonen erwächst nun die Notwendigkeit, zwei Kategorien auseinander zu halten. In den vorstehenden Betrachtungen haben wir aktive Massen erkannt, welche das Hinterland von Schubzonen bilden und als Ausgangszentra des Zusammenschubs sich erweisen. Ihnen stehen passive Massen gegenüber, die als starres Vorland sich dem Schub entgegenstellen und an den Rändern überschoben werden. Eine aktive Masse kann im Laufe der Zeit passiv werden, wie das aktive Hinterland der varistischen Schubzone nachher zum starren alpino-karpathischen Vorland wurde. Daß hingegen eine passive Masse einmal wieder aktiv werden sollte, dafür ist bisher kein Beispiel bekannt.

Aktive Massen sind gegenüber passiven in stofflicher Beziehung sehr scharf charakterisiert. Die Injektions- und Eruptionsprodukte, die im aktiven Hinterlande gleichzeitig mit seiner Hebung und damit zusammenfallenden Schubphasen massenhaft heraufgefördert wurden, gehören zum größten Teil — mit unbedeutenden Lokalausnahmen oder zeitlichen Rekurrenzen — zum andesitischen bzw. granito-dioritischen (pazifischen) Verwandtschaftskreis<sup>1)</sup>. Die Vulkandurchbrüche im passiven Vorlande dagegen liefern vornehmlich ein tephritisches (atlantisches) Magma<sup>2)</sup>. Ein weiteres, geradezu leitendes Merkmal der aktiven Massen auf der Innenseite von Schubzonen finden wir in der Erzbildung. Für das karpathische Hinterland ist die »Junge Gold-Silbererzganggruppe«<sup>3)</sup> bezeichnend. Das varistische Hinterland dagegen wird durch mit Granitintrusionen verknüpfte Zinnsteingänge charakterisiert, wogegen Gold bis auf spärliche Vorkommen zurücktritt, wie dasjenige von Altenberg in Schlesien, welches durch Verbindung mit Quarzporphyren und Propylitisierung die wesentlichen Merkmale des »jungen« Typus trägt<sup>4)</sup>. Das Hinterland der südlichen Appalachen weist Gold- und Zinnvorkommen<sup>5)</sup>

<sup>1)</sup> Aufschmelzungsvorgänge, durch welche nach KOSSMAT (1916 b, S. 174—175) das Auftreten des andesitischen Gesteinstypus im Zusammenhange mit Schubphasen bedingt wäre, möchte ich in solchem Umfange doch nicht annehmen.

<sup>2)</sup> Vgl. auch BECKE (1903), S. 249.

<sup>3)</sup> Im Sinne von BEYSLAG-KRUSCH-VOGT (1913), S. 12 ff.

<sup>4)</sup> STAUFFACHER (1915), S. 85 ff.

<sup>5)</sup> Auch Platin wurde von HEYL (1913) endgültig nachgewiesen.

auf. Ersteres, soweit es in Verbindung mit porphyrischen, tuffartigen Gesteinen auftritt<sup>1)</sup>, entspricht ebenfalls der jungen Gruppe.

Aus diesem Vergleich ersieht man, wie Gold an die äußeren Eruptionsvorgänge, Zinn dagegen an die tieferen Intrusionsvorgänge geknüpft sind. Im karpathischen Hinterlande, wo die dazitischen Vulkanbauten der Jungtertiärzeit sich erhalten haben, herrscht das »junge« Goldvorkommen alleinig vor. Im varistischen Hinterlande dagegen, nachdem die weitgehende Abtragung die Vulkanbauten der jungpaläozoischen Porphyre vernichtet und die Granitintrusionen der Tiefe entblößt hat, wurden jungpaläozoische Goldvorkommen nur in wenigen günstigen Ausnahmefällen ausgespart, während Zinn in Verbindung mit Granitstöcken in den Vordergrund tritt. Dem appalachischen Hinterland scheint in dieser Beziehung etwa eine Mittelstellung zuzukommen, insofern die »jungen« Goldvorkommen von der Abtragung mehr verschont wurden, letztere aber die Zinnsteingänge der Granitintrusionen erreicht hat. Durch das Vorkommen von Seifengold in den Konglomeraten der Newark-Trias<sup>2)</sup> wird die Abtragung der an porphyrische Ausbrüche gebundenen Goldvorkommen zeitlich fixiert.

Äußerlich wird die Erscheinungsform des Vulkanismus im karpathischen Hinterlande durch das erdrückende Übergewicht von lockeren Produkten charakterisiert. Hat man doch den Anteil von Lavaergüssen am Aufbau der siebenbürgischen Vulkanzone mit weniger als 10% geschätzt<sup>3)</sup>. Dieses Verhältnis verschärft sich aber noch mehr zuungunsten der Lavaergüsse, wenn man berücksichtigt, daß vulkanoklastisches Material den jungtertiären Ablagerungen des moldauischen Karpathenrandes und -vorlandes reichlich beigemischt wie auch selbständig eingelagert ist. Das Vorherrschen von lockeren vulkanischen Aufschüttungen ist mit dem andesitischen Magmaregime verbunden, wie es auch gegenwärtig in andesitischen Vulkangebieten, z. B. im Malayischen Archipel ebenfalls der Fall ist. Es liegt nun der Gedanke nahe, diesen sozusagen stürmischen Eruptionsverlauf, welcher im Vorherrschen von lockeren Vulkanprodukten zum Ausdruck kommt, als ein äußeres Merkmal von aktiven Massen zu betrachten. Wenn dieser äußere Zusammenhang im karpathischen Hinterlande mit seinen noch erhaltenen Vulkanbauten in die Augen springt, so wird die Verallgemeinerung auf andere Fälle, wie auf das varistische Hinterland, durch die tiefgreifende Abtragung der ehemaligen Vulkangebiete erschwert. Immerhin aber weisen die riesigen Massen von klastischem Material in den Porphyrkonglomeraten des Rotliegenden auf ein ähnliches Übergewicht von lockeren Vulkanprodukten hin.

<sup>1)</sup> GRATON (1906), S. 60.

<sup>2)</sup> BECKER (1895), S. 261, 315—316.

<sup>3)</sup> UHLIG (1903), S. 886.

## Endodynamische Vorgänge in aktiven Massen.

Nachdem wir die aktiven Massen als Ausgangszentra des Schichtenschubs erkannt haben, drängt sich die Frage auf, durch welche endodynamischen Vorgänge im aktiven Hinterlande der Zusammenschub angeregt und bedingt wird. Neben der Schubkraft (»Lateraldruck«) ist auch das Gefälle eine Grundbedingung des Zusammenschubs. Je kleiner das Gefälle, desto größer muß die Schubkraft sein und umgekehrt. Die Betrachtungen über das Gefälle, welches für den Zusammenschub erforderlich ist, haben zur Annahme von geradezu abenteuerlichen Höhenunterschieden verleitet<sup>1)</sup>. Indes können wir im Sinne der Abscherung an Gleitniveaus, die als Schmiermittel dienen, mit bedeutend kleineren Gefällswerten auskommen, die in den Grenzen der Möglichkeit liegen.

Die zeitlichen Beziehungen weisen auf den innigsten Zusammenhang der Schubphasen mit Hebung und vulkanischer Tätigkeit im Hinterlande hin. Ob Hebung und Vulkanismus durch ein ursächliches Verhältnis miteinander verknüpft sind, läßt sich nicht sagen. Am nächsten aber liegt der Gedanke, Hebung und Vulkanismus als koordinierte Wirkungen ein und desselben tieferen Vorganges aufzufassen, wie es GILBERT<sup>2)</sup> im nordamerikanischen Westen vermutete. Daß die aktiven Massen tatsächlich in tieferen Teilen der Erdkruste vorbestimmt werden, wo die magmatischen Prozesse sich abspielen, dafür spricht die einseitige Magmadifferenzierung in andesitische Richtung sowie im Zusammenhange damit die sozusagen fazielle Eigenart der Erzbildung im aktiven Hinterlande von Schubzonen.

Der Vulkanismus von einem solchen regionalen Umfange, wie er z. B. das karpathische oder varistische Hinterland beherrscht, bedeutet eine Raumerweiterung und ist der äußere Ausdruck der Tension (Zerung). Ein Tensionsgebiet wird um die Querschnitte der unzähligen Magmadurchbrüche durch die äußere Erdkruste gedehnt. Die Summe der Querschnitte von Gängen und Durchbruchskanälen<sup>3)</sup> in linearem oder flächenhaftem Verhältnis würde den Betrag der Tension ergeben. So hat SHALER die Eruptivgänge im Grundgebirge Neuenglands mit 3—5% der Oberfläche bzw. 0,52—1,12% des Raumes geschätzt<sup>4)</sup>.

Die vorstehende Zahl stellt nur einen kleinen Teilbetrag der gesamten Tensionswirkung dar. Außer dem Auseinandertreten bzw. Auseinanderdrängen von Wandungen der Verwerfungen kommt der Dehnungsbetrag hinzu, welcher dem Kippen von einzelnen Schollen entspricht. Auch diesbezüglich liegt ein rechnerischer Versuch vor, welcher

1) Vgl. z. B. PENCK in Zeitschr. d. Ges. f. Erdkunde zu Berlin. S. 10ff. 1908.

2) Report upon Geogr. and Geol. Expl. and Surveys West of the 100. Meridian. Bd. 3. S. 125—126. Washington 1875.

3) Abgesehen von größeren Intrusivkörpern, bei denen die Einschmelzung bzw. Aufstammung in Frage kommen kann.

4) VAN HISE (1898), S. 53, (1904), S. 128.

für das Bergrevier Bullfrog in Nevada unternommen wurde und ergab, daß beim Schollenkippen eine Vergrößerung der Oberfläche in diesem Fall um etwa 16% erfolgte<sup>1</sup>).

Wenn die hier angeführten Zahlen nur Einzelfälle betreffen und nicht voreilig verallgemeinert werden dürfen, so sind sie andererseits doch geeignet, einigermaßen über den Betrag der Tension zu orientieren, wie er durch das Auseinandertreten von Verwerfungswänden und durch das Kippen von Schollen ausgedrückt wird. Jedenfalls aber ersehen wir aus diesen Beispielen, daß die Dehnung der aktiven Massen einen Betrag erreichen kann, welcher den von ihnen seitwärts ausgehenden Zusammenschub gewiß aufwiegt.

Während DALY (1906) erst unter einer äußeren Kompressionsschale eine tiefere Tensionsschale vermutete, andere dagegen der Tension höchstens eine lokale Geltung einräumten<sup>2</sup>), sehen wir in aktiven Massen Tensionsgebiete von großem Umfange an der Erdoberfläche zutage treten<sup>3</sup>). Die sozusagen stoffliche Fazies der aktiven Massen hat gezeigt, daß die Ausbildung von Tensionsgebieten in der äußeren Erdkruste durch in der Tiefe erfolgende Magmadifferenzierung in andesitischer Richtung gekennzeichnet und wahrscheinlich auch ursächlich bedingt wird. Sollte man daraus einen Schluß auf die räumliche Verteilung von Tension und Kompression in der Erdkruste wagen, so wäre anzunehmen, daß Tension und Kompression nicht konzentrisch übereinander folgen, sondern eher nebeneinander abwechseln. Als VAN HISE die zeitliche Koinzidenz von Perioden des Zusammenschubs mit denjenigen der vulkanischen bzw. intrusiven Tätigkeit betonte, hat er in folgerichtiger Weise den Schubzonen die gleichzeitige Dehnung der äußeren Erdkruste in Gebieten der Magmadurchbrüche und Intrusionen gegenübergestellt<sup>4</sup>).

<sup>1</sup>) RANSOME-EMMONS-GARREY (1910), S. 87—88. Die Berechnung der Verfasser ist auf einer stereometrischen, tridimensionalen Behandlung der aneinander sich verschiebenden Schollen gegründet. Es ist kaum begreiflich, mit welcher Naivität ein scheinbar ähnlicher Versuch in der Arbeit: QUIRING, Die Entstehung der Schollengebirge (Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. Bd. 65. 1913) gemacht wurde. Haben doch EMMONS und GARREY dargetan, wie sehr es darauf ankommt, die Profile senkrecht zur Verwerfungsfläche zu legen und wie weit das wirkliche Verhältnis durch schräge Orientierung geändert wird. Diese Grundbedingung ist QUIRING völlig unbekannt, und seine Karte zeigt, daß die Profile unter verschiedenem Winkel das Streichen der Verwerfungen durchschneiden. Gleichwohl hat QUIRING ohne Zagen seine weit übertriebenen Resultate als »Mindestzahlen« bezeichnet. Mit diesem Hinweis möchte ich mir ein weiteres Eingehen auf die auch sonst dürftige Arbeit von QUIRING ersparen.

<sup>2</sup>) LEITH (1914), S. 152.

<sup>3</sup>) Als Tensionsgebiete hat v. WOLFF (1914, S. 183) Skandinavien und Nordamerika bezeichnet. Dieses könnte höchstens nur für die vorpaläozoische Zeit zutreffen. War doch der altpaläozoische Schub des skandinavischen Hochgebirges nach dem fennoskandischen Schilde zu gerichtet, so daß letzterer schon zu jener Zeit die passive Masse des Vorlandes bildete.

<sup>4</sup>) VAN HISE (1898), S. 48—52.

Unterliegt eine aktive Masse der Tension bei gleichzeitigem Magmaustritt, so muß die Raumzunahme sowohl horizontal durch Dehnung wie vertikal durch Hebung sich äußern. So werden durch die Tension der aktiven Masse im Hinterlande einer Schubzone die Grundbedingungen des Zusammenschubs, d. h. die Schubkraft und das Gefälle gegeben.

An einzelnen Beispielen im karpatischen und varistischen Hinterlande fanden wir, daß das durchbrechende Magma sich aktiv erwies, indem es in der nächsten Umgebung der Durchbruchsstelle die Schichten auseinanderdrängte und zusammenstauchte. Gleichwohl würde ich nicht den vollen Betrag der Tension restlos durch die Kraft des durchbrechenden Magmas allein erklären. Eher dürfte die Aufwärtsbewegung des Magmas durch die Tension zum mindesten angeregt und eingeleitet werden, letztere dagegen mit den Vorgängen im Magmaregime der Tiefe zusammenhängen. Daß aber das die äußere Erdkruste durchbrechende Magma seinerseits durch das Auseinanderdrängen der Wandungen von Kanälen und Gängen die Tensionstendenz erhöht, wird an den erwähnten Beispielen unzweideutig bewiesen. Die aktive Mitwirkung des Magmas an der Tension wird durch den Bau des Untergrundes geregelt. Bei ungestörtem, tafelartigem Schichtenbau bieten sich dem durchbrechenden Magma zunächst die horizontalen Schichtgrenzen, an denen es sich lagerweise ausbreitet und lokal zu Lakkoliten anschwillt, so daß Dehnung in vertikaler Richtung, d. h. Hebung vorherrscht. Wenn dagegen bei stark gestörtem und zusammengestauchtem Untergrund die Schichtgrenzen wirr verlaufen und häufig unterbrochen werden, so ist das Durchbrechen des aufsteigenden Magmas nach oben gerichtet, wobei die Dehnung hauptsächlich in horizontaler Richtung zur Geltung kommt<sup>1)</sup>. Letzteres dürfte in aktiven Massen der Fall sein, die wir im Hinterlande von Schubzonen erkannt haben. Zeigt doch der Untergrund des karpatischen Hinterlandes eine varistische Tektonik, und ebenso ersieht man aus den tektonischen Beziehungen der Granitintrusionen und Porphyrdurchbrüche im varistischen Hinterlande, daß das Magma durch ein stark gestörtes Grundgebirge sich emporarbeiten mußte. Es erscheint als eine Vorbedingung von aktiven Massen, daß der Untergrund<sup>2)</sup> vor dem Magmaustritt stark gestört wurde, da in diesem Fall — wie gesagt — das Auseinanderreißen des Grundgebirges durch das aufsteigende Magma hauptsächlich in horizontaler Richtung erfolgte und dadurch die schon vorhandene Tension gesteigert wurde.

Während Magmadurchbrüche einerseits durch den Druck, unter welchem sie aus der Tiefe emporgetrieben werden und das Nebengestein auseinanderdrängen, unmittelbar die Tension vergrößern, können sie andererseits auch indirekt zur Dehnung beitragen. Zunächst geschieht es

1) Vgl. die Bemerkungen von RUSSELL (1896), S. 179.

2) Eventuell durch jüngere tafelähnliche Überlagerung verschleiert.

durch Wärmeabgabe, die bei größerem Querschnitt oder dichterem Netz von Magmadurchbrüchen nicht zu vernachlässigen ist und im Falle von Intrusivkörpern ein lokales Aufsteigen von Geothermen herbeiführen kann. Außerdem aber kommen Vorgänge beim Aufsteigen und Auskristallisieren von Minerallösungen in Betracht. Das Auseinanderdrängen von Wandungen bei der Gangbildung wird vor allem dem Druck, unter welchem wässerige Lösungen aus der Tiefe aufsteigen, und in zweiter Linie der Kristallisationskraft zugeschrieben<sup>1)</sup>. So wird auch von BORNHARDT der »Innendruck« bei der Gangbildung aufgefaßt<sup>2)</sup>. Im Vergleich mit dem ungeheuren Druck, unter welchem Magma bzw. wässerige Lösungen in die äußere Erdkruste injiziert werden, ist der Wachstumsdruck der Kristalle bei der Erweiterung von Gängen quantitativ an letzter Stelle zu bewerten<sup>3)</sup>.

In bezug auf die Tension und die Schollenbewegungen bei der Gangbildung wäre auf die interessanten Erscheinungen hinzuweisen, die im karpathischen Hinterlande, im Schemnitzer Gangrevier vielfach erörtert wurden. Die häufig beobachteten Gangspiegel hat bereits W. FUCHS durch »gleitende Bewegung« erklärt<sup>4)</sup>. Später hat HÖFER die Rutschstreifen an den Wandungen der Gänge vermessen und daraus auf eine horizontale Schollenverschiebung gegeneinander geschlossen<sup>5)</sup>. Andererseits scheinen die Rutschstreifen im Innern der von Gängen dicht durchsetzten Andesitmasse radial zu konvergieren<sup>6)</sup>. Bemerkenswert sind die Schemnitzer Erdbeben in den Jahren 1854 und 1855, die in auffallender Weise nur an den Spitalergang gebunden sein sollten<sup>7)</sup>. Soweit

1) GRATON (1906), S. 59—60.

2) BORNHARDT (1910), S. 65—66, 213ff.

3) Gleichwohl hat LACHMANN den Begriff einer Kristallokinese, die durch die Löslichkeit und Beweglichkeit sowie die Plastizität des Salzes unter dem Druck von auflastenden Schichtenkomplexen vorgetäuscht wird, auch auf den alpinen Schub anzuwenden gewagt (Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. Bd. 63. 1913. Monatsber. S. 157ff.). Wie unbedacht dies geschah, genügt darauf hinzuweisen, daß die alpinen »Zentralmassive«, an die man eine Kristallokinese zu knüpfen versuchte, doch in jungpaläozoischer Zeit bereits völlig erstarrt und abgetragen waren, wie es die Auflagerung von limnisch-kontinentalem Karbon oder Perm beweist, somit bei dem oberkretazischen und jungtertiären Schub durch irgendeine Kristallokinese sich nicht betätigen konnten. Daß die Granitkerne der Westkarpathen in ähnlicher Weise von kontinentalem Perm umhüllt sind, hat dennoch LACHMANN nicht gehindert, von einem »Preßburger Granitlakkolit« zu sprechen! (Zeitschr. f. prakt. Geol. Jg. 23. S. 201. 1915.) Wird schon a limine durch das jungpaläozoische Alter der alpinen Zentralmassive ein Zusammenhang einer Kristallokinese in letzteren mit dem Zusammenschub widerlegt, so konnte doch ein Hinweis darauf nicht unterlassen werden, nachdem die LACHMANNsche Phantasie zum alpinen Zusammenschub bedauerlicherweise im Lehrbuch von DACQUÉ (1915, S. 143ff.) Aufnahme fand.

4) FUCHS (1846), S. 76—77.

5) Österr. Zeitschr. f. Berg- und Hüttenwesen. Jg. 34. S. 350—351. 1886.

6) V. SZABO (1891).

7) V. RUSSEGGER (1856), S. 5—6.



man auf dem damaligen Berichte von VON RUSSEGER beruhen kann, liegt in diesem Fall der Gedanke an magmatische bzw. Injektionsbeben am nächsten, die durch gegenwärtig noch fortdauerndes Aufreißen und Nachfüllen der Gangausscheidung zu erklären wären. Diesbezüglich sei daran erinnert, daß Anzeichen von Bodenbewegungen im Bergbaurevier von Butte in Montana, wie Brüche von Gas- und Wasserleitungen, Einstürzen von Mauern und Bildung von offenen Bodenspalten — ebenfalls auf gegenwärtige Verschiebungen an den Gängen zurückgeführt werden<sup>1)</sup>. Andererseits hat BERG im varistischen Hinterlande an den Porphyry- und Erzgängen des niederschlesischen Bergbaues von Altenberg, welche in genetischer Beziehung mit den jungen Erzbildungen des karpathischen Hinterlandes völlig übereinstimmen, ebenfalls auf Erscheinungen hingewiesen, die mit einem wiederholten Aufreißen von Gängen und Bewegungen an denselben zusammenhängen dürften<sup>2)</sup>.

### Vergitterung.

Seitdem VAN HISE in der »complex deformation« eher eine Regel als eine Ausnahme sah<sup>3)</sup>, wird die »Querfaltung«, die wir mit BRANDES (1913) als Vergitterung auf Gebiete mit vorherrschenden Vertikalbewegungen (Schollenbau) erweitern können, durch die Fortschritte der Lokaltektunik immer wieder als eine allgemeine Erscheinung erwiesen. Daß die Vergitterung nicht nur das äußere Bild der Erdkruste beherrscht, sondern in tieferen Partien der letzteren wurzelt, dafür finden wir den unzweideutigen Beweis in solchen Fällen, wo an den Schnittpunkten von zwei Dislokationssystemen Eruptivgesteine zum Vorschein kommen. So wird nach BRANDES (1913) die Anordnung von jungpaläozoischen Granitintrusionen und Porphyrdurchbrüchen von der Vergitterung bestimmt und in ähnlicher Weise lassen die fensterartig im Gebiete der skandinavischen Überschiebung herausschauenden Granit- und Porphyrmassive die Interferenz von zwei Störungsrichtungen erkennen<sup>4)</sup>. Die jungen kuppenartigen Aufwölbungen, die ich in der Oberflächengestaltung der wolhynisch-ukrainischen Granitplatte festgestellt habe<sup>5)</sup>, weisen ebenfalls auf ein Verschneiden von zwei Dislokationsrichtungen hin. Ein weiteres Beispiel der Vergitterung bietet die Anordnung der nordwestdeutschen Salzstöcke<sup>6)</sup>, in denen durch den Bergbau — allerdings bisher nur in wenigen Ausnahmefällen — Basaltgänge aufgeschlossen wurden<sup>7)</sup>. In ähnlicher Weise sind die Salzstöcke der Nord-

<sup>1)</sup> WEED (1912), S. 50.

<sup>2)</sup> BERG (1913), S. 60.

<sup>3)</sup> VAN HISE (1898), S. 38.

<sup>4)</sup> FRÖDIN (1916), S. 281—282.

<sup>5)</sup> Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. Bd. 63. 1911. Monatsber. S. 319ff.

<sup>6)</sup> HARBORT, Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. Bd. 62. 1910. Monatsber. S. 326ff.

<sup>7)</sup> HARBORT, ebenda, S. 340. — NAUMANN, ebenda, S. 343—344.

alpen durch ein Verschneiden von Dislokationen bestimmt<sup>1)</sup>, wobei der Hallstätter Salzberg gangartig von Melaphyr bzw. Diabasporphyr in-  
jiziert wurde, dessen Fragmente auch in der Nähe anderer Salzstöcke  
gefunden wurden<sup>2)</sup>.

Wenn wir den Karpathenbau im Lichte der Vergitterung betrachten,  
so ergibt sich ein weitgehender Zusammenhang mit magmatischen und  
seismischen Vorgängen. Während die einzelnen Zonen des Karpathen-  
bogens von transversalen Undulationen beherrscht werden, wie es  
J. NOWAK zunächst für die Flysch- und die subkarpathische Zone Ost-  
galiziens nachgewiesen hat<sup>3)</sup>, fallen andererseits im Gesamtbilde der Kar-  
pathen Elevationen höherer Ordnung<sup>4)</sup> auf, die vom Hinterlande radial  
ausstrahlen und mitunter weit in das Vorland hinauslaufen. Ein Blick  
auf die innerste Kerngebirgszone der Karpathen läßt erkennen, daß die  
inselartig umgrenzten Granitkerne transversale Elevationen erster Ord-  
nung darstellen<sup>5)</sup>, während in den Depressionen<sup>6)</sup> zwischen ihnen der  
Deckenschub des mitteltriadischen Dolomit- und Kalkkomplexes zur  
freien Entfaltung gelangte. Die transversalen Elevationen, welche von  
den innerkarpathischen Kerngebirgen ausgehen und die Karpathen quer  
zu ihrem allgemeinen Streichen durchziehen, sind durch endogene  
Äußerungen charakterisiert, wie an folgenden, besonders auffälligen Bei-  
spielen gezeigt werden soll.

Wenn wir durch die Granitkerne des Tribec- und des Inovecgebirges  
eine transversale Dislokationszone legen und dieselbe als Elevation be-  
trachten, so trifft ihre nordwestliche Verlängerung die Andesitdurch-  
brüche der Gegend von Banow und Bojkowitz in der mährischen Flysch-  
zone, woran das mit dem Säuerling von Luhatschowitz verbundene  
Andesitvorkommen<sup>7)</sup> sich eng anschließt.

Einer anderen Elevation, die im Innern der Karpathen durch die  
Zwillingskerne des Suchy und der Mala Magura bezeichnet wird, entspricht  
am karpathischen Außenrande die Gegend von Mähr.-Weißkirchen<sup>8)</sup>,  
wo wir am Nordostende der durch die Beczwa-Oderfurche vom Gesenke  
abgetrennten und gegen die Karpathen zu vorspringenden Kulmscholle

1) KITTL, Salzkammergut. Im Führer für die Exkursionen in Österreich.  
Wien 1903. S. 31ff.

2) v. JOHN in Jahrb. d. k. k. Geol. Reichsanst. Bd. 49. S. 254—255. Wien  
1899.

3) Bull. de la Soc. pour l'avancement des Sciences. XIV. Lemberg 1914.

4) »Achsen« im Sinne von BRANDES (1913).

5) Zum Spezialfall des Granitkernes der Hohen Tatra sei erwähnt, daß UHLIG  
in seinen tektonischen Betrachtungen mit dem Schub allein nicht auskommen  
konnte und an eine »vertikal hebende Kraft« dachte. Vgl. Denkschriften der Kais.  
Akad. d. Wiss., Math.-naturw. Kl. Bd. 68. S. 113—114. Wien 1899.

6) Austönungszonen von UHLIG, Absenkungszonen von VETTERS.

7) N. Jahrb. f. Mineral. usw. Bd. I. Ref. S. 81. 1912.

8) Vgl. die Kartenskizze von v. TAUSCH in Jahrb. d. k. k. Geol. Reichsanst.  
Bd. 39. S. 406. Wien 1889.

des Malinikwaldes Aufpressungen von Devonkalk finden, die von Dislokationen umgrenzt sind und »klippenartig« hervortreten<sup>1)</sup>. Das Zurücktreten des karpathischen Zusammenschubs an diesem sudetischen Vorsprung wurde von PETRASCHECK<sup>2)</sup> betont. Die Hebungstendenz kommt in den mit Oligozän und Miozän ausgefüllten Karstformen<sup>3)</sup> des Devonkalkes zum Ausdruck. Das Nordostende der Kulmscholle wird durch eine flache Aufwölbung<sup>4)</sup> des Miozän, welche in der Beczwa-Oderfurche einen Querriegel und zugleich die Hauptwasserscheide der Mährischen Pforte bildet, orographisch mit dem Gesenke verbunden. An endogenen Äußerungen ist der warme Säuerling von Mähr.-Teplitz zu verzeichnen. Verfolgt man die Verlängerung dieser Elevation weiter im sudetischen Vorlande, so trifft man die Basaltergüsse der Gegend von Freudenthal im Gesenke.

Ebenfalls durch eine transversale Elevation, welcher im Innern der Karpathen die miteinander verschweißten Granitkerne des Mincow und Fatraktivan entsprechen, wird das Zutagetreten des Karbons im Ostrauer Kohlenrevier bezeichnet. Diese Elevation ist besonders durch endogene Äußerungen charakterisiert. In seismischer Beziehung wird die Elevation durch das Silleiner (Zsolnaer) Erdbeben vom Jahre 1858 vertragen, welches vom Granitkern des Mincow ausging und quer zu den Karpathen in das sudetische Vorland sich ausbreitete<sup>5)</sup>. Die zutage tretende Karbonscholle ist gangförmig von Basalt durchbrochen und von einem miozänen Strandkonglomerat von Basaltblöcken umhüllt<sup>6)</sup>. An diesem Strandkonglomerat erkennt man, daß die Karbonscholle inselartig aus dem Miozänmeer herausgehoben wurde und die Hebungstendenz schon zu jener Zeit bestand.

Die drei vorgenannten Transversalelevationen zeichnen sich dadurch aus, daß sie rückläufig gegen das Andesitgebiet von Schemnitz und Kremnitz im karpathischen Hinterlande konvergieren.

Wenn durch das unvermittelte Auftreten des Salzstockes von Bochnia am Außenrande der westgalizischen Karpathen eine Elevation angedeutet wird, woran die steile Aufrichtung des Salzgebirges nach Art der nord-

1) TIETZE im Jahrb. d. k. k. Geol. Reichsanst. Bd. 43. S. 58. 1893. — PETRASCHECK in Verhandl. d. k. k. Geol. Reichsanst. S. 333—334. 1905.

2) Verhandl. d. k. k. Geol. Reichsanst. S. 335. 1905.

3) Ausführlich beschrieben in HASSINGER, Die Mährische Pforte. Abhandl. d. k. k. Geograph. Ges. in Wien. Bd. 11. Nr. 2. S. 124—127. 1914.

4) Die Hebungstendenz dieser Aufwölbung geht nach v. CAMERLANDER in die vormiozäne Zeit zurück. Vgl. Jahrb. d. k. k. Geol. Reichsanst. Bd. 40. S. 207 bis 208. 1890.

5) v. LOZINSKI (1913).

6) Das Auftreten von kontinentalen bzw. Strandbildungen des Miozän an den durch transversale Elevationen bedingten Vorsprüngen des sudetischen Karpathenvorlandes bei Mähr.-Weißkirchen und im Ostrauer Kohlenrevier erinnert in seiner paläogeographischen Bedeutung an die von BRANDES (1912) erörterten Vorkommen von sandigem Zechstein.

westdeutschen Salzhorste gemahnt, so entsprechen derselben transversalen Dislokationszone die Andesitdurchbrüche und Säuerlinge der Gegend von Szczawnica sowie die Andesitvorkommen von Rzegocina (südlich von Bochnia) in der Klippen- bzw. in der Flyschzone.

Die markanteste Elevation, auf die J. NOWAK<sup>1)</sup> hinwies, wird durch das auffällige Zurückspringen des karpathischen Außenrandes im Meridian von Przemysl bezeichnet. Auf der Innenseite der Karpathen fällt diese Elevation mit der »Bruchlinie von Kaschau« (UHLIGS Hernadlinie) zusammen, an welcher die Zone der westkarpathischen Kerngebirge abbricht und der Eperies-Tokayer Eruptivstock, transversal zum allgemeinen Karpathenstreichen orientiert, sich heraushebt<sup>2)</sup>. Andererseits läuft die Verlängerung dieser Dislokationszone weit in das karpathische Vorland hinaus. Zunächst fällt sie im perikarpathischen Tieflande mit einer flachen Aufwölbung<sup>3)</sup> des miozänen Untergrundes zusammen, welche die Hauptwasserscheide zwischen den Stromgebieten der Weichsel und des Dnjestr bildet<sup>4)</sup>, und setzt sich in der breitschulterigen Aufwölbung des Lemberg—Krzemieniecer Höhenzuges in ungefähr nordöstlicher Richtung fort. Der weitere Verlauf in Wolhynien wird angedeutet durch die heraufgepreßte und unvermittelt zutage tretende Scholle von Mitteldevon westlich von Dubno<sup>5)</sup>, sowie durch das inselartige Auftreten von Augitporphyrit am Horyn nördlich von Rowno<sup>6)</sup>. Die Elevation, die somit von der Innenseite der Karpathen bis weit nach Wolhynien hinein sich verfolgen läßt, wird durch ihre seismische Aktivität ausgezeichnet. In die rückläufige Verlängerung der Elevation gegen den Eruptivstock des Matragebirges zu fällt das Zentrum des Erdbebens von Eger (26. Juni 1903), dessen längere Achse genau mit dem Verlauf der Elevation übereinstimmt<sup>7)</sup>. Bei der Nähe der vulkanischen Durchbrüche dürfte der magmatische Ursprung dieses Erdbebens kaum einem Zweifel unterliegen. Genetisch verwandt scheint das Erdbeben vom 26. Mai 1914 gewesen zu sein, dessen Herd in der Nähe des Eperies-Tokayer Eruptivstocks<sup>8)</sup> vermutet wird und welches mit abnehmender Intensität transversal zu den Karpathen sich erstreckte.

<sup>1)</sup> In einer kurzen Notiz in den Verhandlungen der XI. Vers. d. poln. Naturf. u. Ärzte in Krakau 1912.

<sup>2)</sup> v. RICHTHOFEN (1860), S. 154—155.

<sup>3)</sup> Als Chyrow-Grodeker Rücken in der polnischen geographischen Literatur bezeichnet.

<sup>4)</sup> Eine auffallende Analogie zur Mährischen Pforte, wo ebenfalls ein flacher Rücken mit miozänem Kern die Hauptwasserscheide trägt.

<sup>5)</sup> Entdeckt und beschrieben von LASKAREW, Rech. géol. dans les districts d'Ostrog et de Doubno. Bulletin du Comité Géolog. Bd. 23. St. Petersburg 1904.

<sup>6)</sup> Nähere Angaben über dieses Vorkommen von PFAFFIUS in Pamiétnik Fizyograficzny. Bd. 6. Warschau 1886.

<sup>7)</sup> Vgl. die Karte bei RÉTHLY, Die Erdbeben in Ungarn i. J. 1903. Budapest 1906.

<sup>8)</sup> Bei Giralt, nordöstlich von Eperies, wie mir seinerzeit Herr Dr. A. RÉTHLY freundlichst mitteilte.

Aus dem Vergleich der transversalen Elevationen, die wir vorstehend aus dem tektonischen Bild der Karpathen herausgegriffen haben, ergeben sich Rückschlüsse auf die magmatischen Beziehungen zwischen dem aktiven Hinterlande und dem passiven Vorlande einer Schubzone. Magmadurchbrüche erweisen sich nicht nur in den Karpathen, sondern — wie die wenigen, eingangs erwähnten Beispiele zeugen — auch sonst als ein allgemeines Merkmal von Elevationen. Danach können wir annehmen, daß Elevationen von Magmavorgängen in der Tiefe ursächlich bedingt werden, wobei es im Einzelfall ohne Belang ist, inwieweit überhaupt oder in wie großem Umfange Magmadurchbrüche bis an die Erdoberfläche hinaufreichen. Manchmal haben nur äußerste, gangförmige Ausläufer von tieferen Magmaprozessen die Erdoberfläche erreicht, wie die isolierten Basaltgänge in der Ostrauer Karbonscholle<sup>1)</sup>. Soweit Magmadurchbrüche bis an die Erdoberfläche reichen, zeigen sie eine Differenzierung zwischen dem Hinter- und dem Vorlande einer Schubzone. Mit den Elevationen strahlen vom Hinterlande versprengte andesitische Durchbrüche in die Schubzone aus, wie die Andesitvorkommen in der karpathischen Klippen- und Flyschzone. Sobald aber dieselben transversalen Elevationen das Vorland erreichen, wird das tephritische Magmaregime durch Basaltdurchbrüche verraten. Auf eine Differenzierung in saurer Richtung gegen die Schubzone zu weist der von JAHN<sup>2)</sup> betonte Gegensatz der Nephelinbasalte von Freudenthal und des Feldspatbasaltes im Ostrauer Revier hin.

Magmabewegungen oder Magmaströmungen in der Tiefe unter den transversalen Elevationen kommen auch durch seismische Erscheinungen zum Ausdruck, soweit letztere als solche magmatischen Ursprungs sich erweisen. Die stärkeren seismischen Herde finden wir an transversalen Elevationen, aber nur in den inneren Karpathenzonen, wo bereits das aktive Magmaregime des Hinterlandes allmählich zur Geltung kommt. Diesbezüglich sei an die seismische Aktivität der innerkarpathischen Granitkerne<sup>3)</sup> erinnert.

Nach dem Gesagten haben wir anzunehmen, daß transversale Elevationen sozusagen mächtigen Magmasträngen entsprechen, durch welche in der Tiefe die Differenzierung zwischen dem Vor- und dem Hinterlande einer Schubzone erfolgt. Eine aktive Betätigung der Magmabewegungen längs den Elevationen sind die vulkanischen Durchbrüche bzw. plutonischen Injektionen sowie die seismischen Erregungen. Nachdem wir der Meinung Ausdruck gaben, daß Tension und Kompression nicht übereinander folgen, sondern nebeneinander abwechseln, müssen wir ebenso annehmen, daß die Differenzierungsvorgänge im Magma nicht in verti-

<sup>1)</sup> Dieses gangförmige Basaltvorkommen erinnert insbesondere an die Eruptivgänge in Salzstöcken.

<sup>2)</sup> Sitzungsber. d. Kais. Akad. d. Wiss., Math.-naturw. Kl. Bd. 118. Abt. I. S. 11. Wien 1909.

<sup>3)</sup> v. LOZINSKI (1913), S. 19.

kaler, sondern in horizontaler Richtung vermittelt werden, wie es M. WEBER betonte<sup>1)</sup>).

Wenn wir die Ursache des Zusammenschubs auf aktive Massen im Hinterlande zurückgeführt haben, welches durch ebenso aktive Magma-bewegungen an transversalen Elevationen mit dem Vorlande in Verbindung steht, so stimmt diese Auffassung mit dem Grundgedanken einer »Unterströmung« im Sinne von AMPFERER (1906) überein.

Wenn Elevationen als Dislokationszonen hervortreten und zugleich von Magmadurchbrüchen begleitet werden, so dürfen wir diese endogenen Äußerungen nicht etwa in ein ursächliches Verhältnis zueinander stellen, wie es die noch immer umstrittene Spaltenfrage der Vulkane nach der einen oder anderen Seite verlangt<sup>2)</sup>. Vielmehr ist nochmals die Wahrscheinlichkeit zu betonen, daß sowohl die Hebungstendenz der Elevationen und die dabei unvermeidliche Bruchbildung wie die Magmadurchbrüche koordinierte, aber voneinander direkt nicht abhängige Wirkungen einer gemeinsamen Ursache sind. Eine solche Wechselbeziehung, wie sie zwischen Bruchbildung und Magmaaustreten im nordamerikanischen Westen angenommen wird<sup>3)</sup>, dürfte am wahrscheinlichsten sein. Jene gemeinsame Ursache von Bruchbildung und Magmaaustreten können wir in der Magmadifferenzierung und in den damit zusammenhängenden Magmabewegungen vermuten. Weiter aber läßt sich kein Wort mehr darüber sagen, und gelangen wir zu der Schwelle, an welcher phantastische Spekulationen zum Thema Sal-Sima beginnen.

### Die Probleme der Inselbögen.

Die Betrachtung des dinarischen Hinterlandes hat uns zu der Annahme geführt, daß die Kykladen nicht — wie man bisher allgemein glaubte — Trümmer eines zuerst zusammengeschobenen und sodann an Brüchen versinkenden Gebirgsbogens, sondern Scheitel einer alten, aus der zeitweisen Überflutung aufsteigenden Landmasse darstellen. Es drängt sich nun der Vergleich mit anderen Inselbögen auf, die durch ihre Anordnung und durch ihre Vulkanzonen äußerlich die weitgehendste Analogie mit den Kykladen verraten, wie die Antillen, der Malayische Archipel und Ozeanien.

Wenn wir dem Problem der Inselbögen näher treten wollen, wie sie auf dem gegenwärtigen Kartenbild der Erdoberfläche erscheinen, so ist zunächst zu bedenken, daß der Meeresspiegel unserer Kenntnis der Inselbögen unüberwindliche Schranken setzt. Dadurch wird die Grund-

<sup>1)</sup> WEBER (1909), S. 309.

<sup>2)</sup> Wenn v. RICHTHOFEN (1860, S. 155) sagt: »Das Eperies-Tokayer Trachytgebirge steigt unmittelbar aus der Kaschauer Verwerfungsspalte auf, gleich als habe sie sich nur für diese Eruptivmasse geöffnet« — so wird man kaum je entscheiden können, ob das Aufreißen des Bruches oder das Auftreten des Magmas primär ist.

<sup>3)</sup> LEITH (1914), S. 43.

lage von Spekulationen über die Entstehung und die paläogeographischen Zusammenhänge der gegenwärtigen Inselbögen eingeschränkt auf die uns zugänglichen Scheitel, die über das Meeresniveau sich erheben. Wie groß die einzelnen Inseln auch sein mögen, so bleibt unser Beobachtungsmaterial im Verhältnis zur horizontalen und vertikalen Erstreckung eines Inselbogens immerhin sehr dürftig. Gleichwohl ging die Behandlung der Inselbögen immer wieder vom aktualistischen Standpunkt aus, und dadurch erklären sich die schärfsten Widersprüche, die in bezug auf die Entstehung von Inselbögen in der Literatur herrschen. Im Gegensatz zur aktualistischen Behandlung wäre die Frage zu stellen, ob es denn einen sozusagen fossilen Inselbogen gibt, welcher, vollständig herausgehoben und durch die Erosion angeschnitten, uns einen tieferen Einblick in die strukturellen Beziehungen eröffnen würde. Einen solchen fossilen Inselbogen der jüngeren Tertiärzeit stellt die Vulkanzone auf der Innenseite der Karpathen dar.

Es wurde schon eingangs darauf hingewiesen, wie auffällig die Karpathen und die Vulkanzone auf ihrer Innenseite in ihrem bogenförmigen Verlauf übereinstimmen. Der Karpathenbogen folgt genau der Bogenform der oberungarisch-siebenbürgischen Vulkanzüge und gibt alle Einzelheiten und Unregelmäßigkeiten der letzteren wieder. So hat bereits v. RICHTHOFEN betont, daß der Außenrand der Karpathen in so auffallender Weise geknickt wird, wo auf der Innenseite der Eperies-Tokayer Eruptivstock quer zum allgemeinen Verlauf der Vulkanzone sich stellt<sup>1)</sup>. Wenn die bisherigen Betrachtungen ergaben, daß der Zusammenschub durch diastrophische und vulkanische Vorgänge im aktiven Hinterlande bedingt war, so können wir daraus folgern, daß die Bogenform bei der Vulkanzone primär ist und mit tieferen Magmaprozessen zusammenhängt, bei der karpathischen Schubzone dagegen — wie der Zusammenschub selbst — vom Hinterlande aus bestimmt wurde.

Als die Vulkanzone auf der Innenseite der Karpathen aus der allmählich zurückgehenden Meeresüberflutung der jüngeren Tertiärzeit im Aufsteigen begriffen war, wobei im Osten eine Teilung in zwei Äste<sup>2)</sup> erfolgte, durch welche das zusammengepreßte siebenbürgische Neogenbecken beiderseits umschlossen wurde — bot sich ein Bild, welches in kleinerem Maßstab den vulkanbesetzten Inselbögen vollkommen gleich kam. In derselben Weise bestand damals die Vulkanzone des karpathischen Hinterlandes teils aus »zusammengesetzten Inseln«<sup>3)</sup>, in deren Sockel das Grundgebirge sichtbar war, teils aus rein vulkanisch aufgebauten Inseln. Zu letzteren gehörte der langgezogene Bogen des Hargittazuges, wozu wir ein vollkommenes Gegenstück in der Minahassa finden, die nach AHLBURG ebenfalls hauptsächlich aus lockeren vulka-

<sup>1)</sup> v. RICHTHOFEN (1860), S. 154.

<sup>2)</sup> Den westlichen Ast bildeten das Rez-, Vlegyasza-Bihar- und das Siebenbürgische Erzgebirge, den östlichen der Hargittazug.

<sup>3)</sup> Im Sinne von HILL (1899), S. 194.

nischen Produkten aufgebaut ist<sup>1)</sup>. Wenn somit der vulkanbesetzte Inselbogen, welcher auf der Innenseite des Karpathenbogens aus dem jungtertiären Meere emporgehoben wurde, bald aus rein vulkanischen, bald aus zusammengesetzten Inseln bestand, so kann man daraus schließen, daß der Hebungsbetrag einem lokalen Wechsel unterworfen war.

Auf dem Boden der Kontraktionshypothese entstand die Ansicht, daß die vulkanbesetzten Inselbögen, als deren bekannteste Beispiele die Kykladen, die Antillen, der Malayische Archipel und Ozeanien in Betracht kommen, im Versinken begriffene Bruchstücke von Schubzonen (Gebirgsbögen) darstellen. In dem Sinne ist es fast zur Gewohnheit geworden, von einer »Kordillere« der Antillen oder des Bandabogens zu sprechen. Wie allgemein diese Auffassung der vulkanbesetzten Inselbögen auch ist, so versagt sie doch, wenn man eine Kritik an der Hand von Tatsachen vornimmt. So kam HILL<sup>2)</sup> zu dem Ergebnis, daß ein Zusammenschließen der Antillen zu einer ehemaligen »Kordillere« nicht möglich ist. Den Gedanken dagegen, daß Inselbögen auch in Bildung begriffenen und auftauchenden Schubzonen entsprechen können, hat ARLDT an dem Beispiel Ozeaniens in Betracht gezogen<sup>3)</sup>. In ähnlicher Weise wurde von MOLENGRAAFF der Versuch gemacht, die vertikalen Bewegungen im Malayischen Archipel durch Zusammenschub zu erklären<sup>4)</sup>.

Das äußerlich hervortretendste Merkmal der Inselbögen, durch welches auch ihre Entwicklungsgeschichte seit der jüngeren Tertiärzeit zum Ausdruck kommt, sind Anzeichen einer kontinuierlichen, wenn auch ruckweise erfolgten Hebung. Dementsprechend setzen sich die Inselbögen aus Hebungsinseln<sup>5)</sup> zusammen, und dieses scheint ganz allgemein der Fall zu sein. Gehobene Strandkehlen und Strandwälle der Kykladen wie die terrassen- und korallenführenden Bildungen der Antillen sind wiederholt erörtert worden. Im Malayischen Archipel reichen gehobene, terrassierte Korallenbildungen bis zur Meereshöhe von fast 1300 m. Für das Wesen der jungen Hebung ist der Umstand von Bedeutung, daß der Hebungsbetrag von Insel zu Insel schwankt, wie in den Antillen<sup>6)</sup> oder in noch höherem Grad im Malayischen Archipel<sup>7)</sup>, woraus eine individuelle Hebungstendenz der einzelnen Inseln sich ergibt.

Nachdem wir in der Vulkanzone auf der Innenseite der Karpathen einen fossilen Inselbogen erkannten, eröffnen sich aus unserer Betrachtung

1) AHLBURG (1910), S. 192.

2) Geolog. Zentralblatt. Bd. 7. S. 138—139. 1905—06.

3) ARLDT (1907), S. 462, 466—467.

4) MOLENGRAAFF (1912), S. 231.

5) Im Sinne von PENCK, Morphol. d. Erdoberfläche. Bd. II. S. 639. 1894.

6) HILL (1899), S. 220.

7) VERBEEK (1908), S. 779.



tung des karpathischen Hinterlandes Rückschlüsse auf die vulkanbesetzten Inselbögen der Gegenwart. Als äußeres gemeinsames Merkmal ist der im einzelnen wechselnde Hebungsbetrag zu betonen. Zum weiteren Vergleich drängt der zonare Bau der Inselbögen. In den Antillen kann man eine vulkanische Innenzone und zwei Außenzonen unterscheiden, von denen die äußerste aus jüngeren Ablagerungen aufgebaut ist und an Höhe zurücktritt<sup>1)</sup>. Der Gegensatz einer hochvulkanischen Innenzone und einer Außenzone mit zurücktretendem Vulkanismus kommt auch in den Molukken<sup>2)</sup> und in Ozeanien<sup>3)</sup> zur Geltung. Die Analogie mit der Anordnung von Vulkanzonen auf der Innenseite von Schubzonen, wie im karpathischen oder varistischen Hinterlande, springt in die Augen. Danach könnten wir die vulkanarmen Außenzonen von Inselbögen mit Schubzonen vergleichen und mit submarinem Zusammenschub verknüpfen<sup>4)</sup>. Die Emporhebung der einzelnen Inseln um einen — wie wir sahen — lokal wechselnden Betrag gemahnt an die transversalen Elevationen in Schubzonen.

Wie wir für die Karpathen fanden, daß von ihrem Hinterlande aus eine Magmadifferenzierung in tephritischer Richtung längs den transversalen Elevationen nach außen sich vollzieht, ebenso heben sich die Innen- und Außenzone Ozeaniens in magmatischer Beziehung voneinander ab. Das andesitische Magmaregime der Innenzone wird durch die »andesitische Linie«<sup>5)</sup> nach außen abgegrenzt. An der transversalen Elevation, die DANA als »Neuseeland-Kette« bis zu den Tongainseln zog<sup>6)</sup>, und die durch ihre weitere Fortsetzung bis zu den Hawaiiinseln<sup>7)</sup> eine Rekordlänge erreicht, sehen wir den Übergang zum tephritischen Magmaregime. Während die Tongainseln noch zum andesitischen Magmaregime gehören, scheint in den Samoainseln bereits das tephritische Magmaregime sich durchzusetzen<sup>8)</sup>, um in den Hawaiiinseln zur Alleinherrschaft zu gelangen.

Wenn wir die vulkanbesetzten Innenzonen von Inselbögen mit dem Hinterland von Schubzonen vergleichen, so entsteht die Frage, inwieweit erstere ebenfalls als aufsteigende Scheitel von aktiven, zeitweise überfluteten Massen angesehen werden dürfen. Am nächsten liegt der Vergleich mit dem Malayischen Archipel, dessen Vulkantätigkeit mit dem Hinterlande von Schubzonen darin übereinstimmt, daß sie vorwiegend

1) SUESS, Das Antlitz der Erde. Bd. I. S. 700—701. Vgl. auch die mehr detaillierte Gliederung von HILL (1899, S. 191).

2) BROUWER (1917), S. 202 ff.

3) ARLDT (1906), S. 331 usw.

4) Es sei erinnert, daß ARLDT (1906, S. 404) für Ozeanien eine allmähliche Verlegung des Zusammenschubs nach außen annahm.

5) MARSHALL (1911), S. 5, 28.

6) DANA (1894), S. 39.

7) WEBER (1909), S. 303.

8) STARK (1914), S. 290.

dem andesitischen Magmaregime zufällt und — wie insbesondere im karpathischen Hinterlande — durch ihren explosiven Charakter und durch das Übergewicht von lockeren Aufschüttungsprodukten sich auszeichnet. Im großen Teil des Malayischen Archipels hat ein Zusammenschub in jüngerer geologischer Vergangenheit nicht stattgefunden, vielmehr wird der Bau von Brüchen beherrscht, so daß der Malayische Archipel mehr als Schauplatz einer Zerrung betrachtet wird. In weiter Verbreitung dagegen tritt das ältere, metamorphe Grundgebirge zutage, welches den Sockel des ganzen Archipels bildet<sup>1)</sup>. Wenn wir mit VERBEEK für das Bandabecken ein jungtertiäres Alter annehmen<sup>2)</sup>, so bietet uns der Malayische Archipel das Bild einer aktiven Masse, die nach einer zeitweisen Überflutung im Aufsteigen begriffen ist. Das Bandameer darf keinesfalls als ein »Faltenbruchmeer« bezeichnet werden, wie es KRÜMMEL tat<sup>3)</sup>. Von Inseln mit einem Sockel alten Grundgebirges und aufgesetzten Vulkanen umrahmt<sup>4)</sup>, zeigt das Bandabecken die größte Analogie mit dem jungtertiären Meer auf der Innenseite der Karpathen, wobei die exzentrische Lage der Maximaltiefe im Bandameer an die Vertiefung des siebenbürgischen Tertiärbeckens erinnert. Aus dem zusammenfassenden Überblick von BROUWER (1917) ersieht man, wie das Bandabecken zunächst von einer inneren, vulkanischen Inselzone umrahmt wird, an welche die Schubzone des äußeren (Timor-Ceram-) Bogens sich anschmiegt und ein zonares Wandern des Zusammenschubs nach außen aufweist. So erkennen wir im Bandabecken — genau wie im karpathischen Hinterlande — das Ausgangszentrum eines nach allen Seiten ausstrahlenden Zusammenschubs.

Am Rande der aktiven Masse des Malayischen Archipels schmiegt sich eine junge Schubzone<sup>5)</sup> an, die den südwestlichen Saum von Sumatra und die vorgelagerten Inseln umfaßt. Diese »tertiäre Randzone«, wie sie C. SCHMIDT<sup>6)</sup> genannt hat, bildet die unmittelbare Fortsetzung der jungen Schubzone der Arrakanküste (Birma), mit welcher die Andamanen und die Nikobaren die Verbindung herstellen. So finden wir, daß zugleich mit der Heraushebung der aktiven Masse des Malayischen Archipels eine Schubzone an seinem Außenrande auftaucht<sup>7)</sup>. Der Zusammenschub, dessen Andauern in der Gegenwart durch die Schlammvulkane der Arrakanküste verraten wird, findet noch unter dem Meeres-

1) VERBEEK (1908), S. 816—818.

2) Ebenda, S. 823—824.

3) KRÜMMEL (1907), S. 41. Aus unseren Erörterungen über die Inselbögen wird es klar, daß ein »Faltenbruchmeer« überhaupt nicht existiert.

4) VERBEEK (1908), S. 816—817.

5) Der »altpleistocäne Gebirgsbogen« von VOLZ, Zur Geologie von Sumatra. Geolog. u. paläont. Abhandl. N. F. Bd. 6, Heft II. S. 45. 1904.

6) Bull. de la Soc. Géol. de France. Ser. IV. Bd. 1. S. 260—262. 1901.

7) Eine andere randliche Schubzone mit Schlammvulkanen erscheint am nordwestlichen Saum von Borneo. Vgl. C. SCHMIDT, Über die Geologie von Nordwest-Borneo. Beiträge zur Geophysik. Bd. 7. 1905.

spiegel statt, so daß die Andamanen und Nikobaren als Scheitel einer werdenden Schubzone über dem Meere sich erheben. Andesitische Durchbrüche, die von C. SCHMIDT u. a. aus der jüngeren Schubzone Sumatras erwähnt werden, sind Ausläufer der Vulkantätigkeit der aktiven Masse des Malayischen Archipels und gemahnen an das versprengte Ausstrahlen von Andesitdurchbrüchen aus dem Hinterlande in die Schubzone der Karpathen.

In auffälliger Weise sind die Inselbögen einerseits mit vulkanischer und seismischer Aktivität, andererseits mit den größten Tiefen der sog. Gräben verknüpft<sup>1)</sup>. Die Annahme eines jungen Alters von ozeanischen Gräben und lochartigen Tiefen stimmt mit der hier versuchten Verknüpfung von Inselbögen mit aktiven, nur zeitweise überfluteten Massen überein. So ist nach VERBEEK der Einbruch der Meeresbecken um die Molukken jungtertiären Alters, worauf bereits zur Pliozänzeit Hebung einsetzte<sup>2)</sup>. Wenn also die größten Meerestiefen nicht — wie man früher glaubte — die uralten, sondern die jüngsten Partien der Ozeanbecken darstellen, so entsteht die Frage, welche Teile der Ozeane für die Permanenz in Betracht kämen. Vom pazifischen Ozean, welcher immer wieder als das älteste Meeresbecken bezeichnet wird, zeigt sein nordöstlicher und südöstlicher Teil alle Merkmale der Permanenz. Arm an Inseln und endogenen Äußerungen, mit schwach gegliedertem Boden<sup>3)</sup>, machen diese Teile des pazifischen Ozeanbeckens gegenüber dem hochbewegten, australasiatischen Randgebiet den Eindruck weitgehendster, langdauernder Ruhe. So rückt die marginale Lage von Schubzonen, wie sie in der Gegenwart wie in der Vorzeit, im engsten Anschluß an aktive Massen, jeweilig am Rande von Meeresbecken gegen die Kontinente auftraten, in das richtige Licht.

An die Inselbögen ist das Problem der ehemaligen interkontinentalen Landverbindungen geknüpft. Die aus biogeographischen Gründen sich ergebende Notwendigkeit von ehemaligen Landverbindungen begegnet in vielen Einzelfällen der Schwierigkeit, daß geologische Tatsachen gegen Landverbindungen von größerem Umfang und längerem Bestand sprechen. Wenn trotzdem ehemalige Landverbindungen unumgänglich sind, so müssen wir annehmen, daß es relativ schmale »Landbrücken« im wahren Sinne des Wortes waren, die dann und wann nur für eine geologisch kurze Zeitspanne zu einem ununterbrochenen Landstreifen sich zusammenschlossen und sozusagen wie eine Falle wirkten, indem sie bald Wanderungen von Landorganismen vermittelten, bald wieder die Trennung und Isolierung von Lebensbezirken herbeiführten. Dieser Voraussetzung dürfte es am besten entsprechen, wenn wir die Landbrücken als Elevationen des Meeresbodens uns denken, die von einer

<sup>1)</sup> Vgl. ARLDT (1908), S. 61, MOLENGRAAFF (1912), S. 231.

<sup>2)</sup> VERBEEK (1908), S. 823—824.

<sup>3)</sup> Vgl. KRÜMMEL (1907), S. 91.

dauernden, oft unterbrochenen, aber immer wieder auflebenden Hebungstendenz beherrscht waren. Meistens werden solche Elevationen des Meeresbodens von aneinander gereihten Inseln, Untiefen und Bänken gebildet, die in der Tiefe zu einer submarinen Schwelle sich zusammenschließen. Als Beispiele wären aus der zusammenfassenden Darstellung von ARLDT (1917) die nordatlantische und die lemurische Landbrücke zu nennen. Sie sind in fazieller Beziehung durch das Vorkommen von Seichtwassermollusken, andererseits durch seismische Äußerungen gekennzeichnet<sup>1)</sup>. Wenn die dauernde aber an Intensität wechselnde Hebungstendenz sich zeitweise steigert, so wird es möglich, daß eine submarine Elevation, sonst in Inseln und Bänke aufgelöst, in einem bestimmten, geologisch kurz bemessenen Zeitabschnitt als eine relativ schmale, kontinuierliche Landbrücke emportaucht, um für kurze Zeit den interkontinentalen Organismenaustausch zu ermöglichen, bald aber durch neuerliche Auflösung in einen Inselbogen wieder zu einer unüberwindlichen Schranke zu werden.

## Zu A. Kampfraths Aufsatz über die Geländestufen und Geländegräben der Umgebung von Dresden.

Von Kurt Pietzsch (Leipzig).

Auf den topographischen Karten 1 : 25 000 (Meßtischblättern), die auch die Grundlage der geologischen Spezialkarten bilden, werden Steilränder oder Geländestufen mit einer besonderen Signatur (—) gekennzeichnet, sobald sie eine zu starke Neigung oder eine zu geringe Höhe besitzen, als daß die gewöhnliche Darstellungsart durch Höhenkurven möglich ist. Zwei gegeneinander gekehrte solche Zeichen (—) stellen einen Graben im Gelände oder einen Hohlweg dar. Derartige »Geländestufen« und »-gräben« sind mit der angegebenen Signatur auf den neueren Meßtischblättern vollständiger verzeichnet als auf den älteren. Mit ihrer Entstehung beschäftigt sich ein Aufsatz von A. KAMPFRATH im 1. Heft dieses Jahrgangs der Geologischen Rundschau.

A. KAMPFRATH hat alle diejenigen »Geländestufen« und »-gräben«, die auf den Meßtischblättern der Dresdener Gegend verzeichnet sind, und die nicht »augenscheinlich künstliche Straßen- und Eisenbahneinschnitte und -böschungen« darstellen, auf seiner Übersichtskarte, Taf. I, zusammengestellt, ohne ihre Entstehung in jedem einzelnen Falle

<sup>1)</sup> ARLDT (1917), S. 86, 164.

weiter nachzuprüfen. Er behauptet, die Geländestufen seien »zutage tretende Rutsch- und Verwerfungsflächen« und die Geländegräben ursprünglich »klaffende Spalten«; und er erblickt in diesen Gebilden »die Zeugen eines vorgeschichtlichen heftigen Erdbebens«. Diese Behauptung wird durch keinerlei unmittelbare Beobachtung über Schichtenverschiebungen an den »Stufen« oder das Vorhandensein von Spalten am Grunde der Hohlwege gestützt und muß als durchaus verfehlt bezeichnet werden. Nach der in Geologenkreisen bisher wohl allgemein verbreiteten Auffassung und nach meinen Erfahrungen, die gewiß auch jeder andere Aufnahmsgeolog in anderen Gegenden in ähnlicher Weise zu machen reichlich Gelegenheit gehabt haben wird, erklärt sich die Entstehung der »Geländestufen und -gräben« KAMPFRATHS viel zwangloser und ohne Zuhilfenahme hypothetischer vorgeschichtlicher Ereignisse.

Die Geländestufen finden sich zu einem kleinen Teile im Bereich der Talböden und stellen hier alte Erosionsränder dar, die aber durch Menschenhand vielfache Veränderungen (vor allem eine Befestigung) erfahren haben. Hierzu gehört z. B. eine von KAMPFRATH mit genannte, von einem Fußweg begleitete Stufe zwischen der Fröbelstraße und dem Weißeritzufer im südwestlichen Teile von Dresden. Wie die 2. Auflage des Blattes Dresden der geologischen Karte zeigt, stellt diese Stufe den Rand der jungdiluvialen Weißeritzterrasse (d3w) gegen das Taldiluvium dar. Auch im letzteren selbst sind ähnliche Stufen vorhanden. Mit Verschiebung der Erdschichten im Gefolge eines Erdbebens haben alle diese Steilränder nicht das Geringste zu tun.

In ihrer großen Mehrzahl sind die Geländestufen KAMPFRATHS aber nicht auf den Talböden, sondern an den Gehängen und auf den Hochflächen gelegen und unter wesentlicher Mitwirkung des Menschen entstanden. Abgesehen von den z. T. verstürzten Rändern alter Steinbrüche, Sandgruben, Lehmgruben u. dgl. sind die mit der oben gekennzeichneten Signatur angegebenen Geländestufen eine Folge der Ausnutzung des Bodens für die Landwirtschaft. Es ist jedem Landmann bekannt, daß bei starken Regengüssen auf geneigten Feldoberflächen eine beträchtliche Abschwemmung von den höher gelegenen Feldteilen erfolgt (die sich z. B. bei unzweckmäßiger Anlage der Kartoffeldämme sehr unangenehm bemerkbar machen kann), und daß gleichzeitig eine Verschlämmung der tiefer gelegenen Teile des Feldes eintritt. Man hat deshalb von altersher solche ungünstigen Neigungsverhältnisse der Feldflächen auszugleichen gesucht. Bei Flurstücken, die annähernd parallel den Höhenkurven, also ungefähr horizontal am Hange hin verlaufen, erreicht man dies, falls die Neigung nicht zu stark ist, schon beim Ackern, indem man in den höher gelegenen Teilen des Feldes die Flugschar kräftiger und tiefer eindringen läßt als in den tieferen. Bei alljährlicher Wiederholung dieses Verfahrens kommt in Verbindung mit dem allmählichen Abwärtswandern der oberflächlichen Erdschichten (Gekrieche) eine Abtragung der höher gelegenen Feldteile

und eine Aufhöhung der niedriger gelegenen zustande. Wird das Verfahren bei mehreren am Hange übereinander gelegenen Feldern durchgeführt, so ergibt sich eine gewisse Terrassierung des Hanges. Die einzelnen Felder müssen dann mit steilen Stufen aneinander grenzen, an deren Erhaltung die Besitzer der Felder natürlich großes Interesse haben, und auf denen sie möglichst eine dichte Grasnarbe zu erhalten suchen. Denn bei einer Zerstörung des Steilrandes würden nicht nur breite, unwirtschaftliche Hänge zwischen beiden Feldern entstehen, sondern es würde für die oben angrenzenden Felder die dauernde Gefahr der Abschwemmung und für die unteren diejenige der Verschlämmung in erhöhtem Maße eintreten. Infolge dieser Entstehung der Stufen findet man auf den Teilen der Felder, die unten an die Stufen angrenzen, wo also eine Abtragung des Bodens stattgefunden hat, vielfach die sonst unter der oberflächlichen Deckschicht (meist Löß oder Lößlehm) verborgenen älteren Schichten (häufig altdiluviale Schotter) bloßgelegt, während nach KAMPFRATHS Annahme diese Schichten hier gerade abgesenkt sein müßten.

Die beschriebene Abstufung der Gehänge führt man natürlich nur soweit durch, als es nötig erscheint, oder als es sich bei der Feldbestellung ganz von selbst ergibt. Die Stufen begleiten daher die Feldgrenzen oft nur streckenweise. Wo die Feldflächen im allgemeinen durch gerade verlaufende, parallele Linien begrenzt werden, schneiden die Stufen die Höhenkurven natürlich unter den verschiedensten Winkeln. Wo die Flurstücke gekrümmte Flächen darstellen und horizontal am Hange verlaufen, wie es am Abhange einzelner, die Landschaft überragender Basalkuppen, z. B. am Luchberg bei Dippoldiswalde, der Fall ist, verlaufen die Stufen häufiger parallel mit den Höhenkurven. — An intensiver kultivierten Gehängen, die seit langem für den Gartenbau und besonders den Weinbau ausgenutzt wurden, ist die Terrassierung gewöhnlich in verstärktem Maße und auch sorgfältiger durchgeführt als auf freien Feldflächen. Vielfach sind hier die Stufen noch durch Steinpackungen oder durch Mauern gegen Zerstörung geschützt. Zu solchen künstlichen Terrassierungen gehören die von KAMPFRATH zitierten Steilränder bei Gommern und Torna. Die von ihm beschriebene Verschiebung der Geländestufen bei Torna längs eines »Querbruchs« rührt einfach daher, daß mit letzterem die Flurgrenze zwischen Torna und Leubnitz zusammenfällt. Da die Flurstücke rechts und links von einer Flurgrenze nur selten gleich breit sind, so können bei künstlicher Abstufung des Hanges Geländestufen links und rechts der Flurgrenze natürlich nicht immer unmittelbar aufeinander stoßen; daher die verschiedene Zahl und Lage der »Stufen« und der »Querbruch«.

Bei Flurstücken, die sich ungefähr senkrecht zum Verlauf der Höhenkurven erstrecken und die sich von einem flach geneigten, über ein stärker geböschtes Stück nach einem wieder flacheren Gehängeteil hinziehen, oder die über eine Geländekuppe bzw. einen Höhenrücken

hinweggehen, sucht man bisweilen eine Ausgleichung der verschieden starken oder verschieden gerichteten Neigungen dadurch zu erzielen, daß man den mittleren ungünstigeren Teil beim Ackern »abtreibt«. Wenn dann die Nachbarn nicht auch das gleiche Verfahren einschlagen, müssen natürlich an beiden Seiten des Flurstücks streckenweise Geländestufen entstehen, welche einen Teil des Feldes grabenartig versenkt erscheinen lassen.

Die mit der obengenannten Signatur auf den Karten angegebenen Geländegräben stellen teils alte Wassergräben, vereinzelt auch alte, verlassene, natürliche Wasserläufe dar und finden sich dann vor allem auf den Hochflächen oder den Talböden. Zum größeren Teile sind es aber alte Hohlwege, die wohl meistens wegen des schlechten Zustandes und der schwierigen Unterhaltung der in ihnen verlaufenden Fahrstraßen verlassen worden sind. Werden solche Hohlwege nicht mehr befahren, sondern sich selbst überlassen, so verstürzen ihre Wände bald, und es bildet sich meist rasch ein V-förmiger Querschnitt bei den ehemals U-förmigen Hohlwegen heraus, so daß sie jetzt gewöhnlich nur noch als Fußwege benutzt werden können. Die Hohlwege selbst mögen ursprünglich z. T. absichtlich angelegt worden sein, meistens entstehen sie aber an den Gehängen schon von selbst infolge der hier besonders starken Beanspruchung der Fahrbahn beim Bremsen des Wagens und infolge der am Gehänge stärker wirkenden Abschwemmung. Abfließende Wassermassen stärkerer Gewittergüsse, die auf die Hochfläche auftreffen, reißen oft ganz ansehnliche Rinnen in die am Hange herabführenden Wege und vertiefen dabei einesteils die Hohlwege, anderen teils zwingen sie gelegentlich zur Preisgabe des Weges überhaupt. Man findet deshalb nicht selten neue, besser gebaute Wege oben neben den alten Hohlwegen entlang führen. In lockerem Material von geeigneter Beschaffenheit, wie im Löß und im Gehängelehm, entstehen natürlich Hohlwege leichter als im festen Gestein, obwohl sie auch in diesem gelegentlich vorkommen. — Mit ursprünglich klaffenden Spalten haben also die Hohlwege der Dresdener Gegend nicht das Geringste zu tun. Auf ihrem Boden trifft man tatsächlich an manchen Stellen das unter der oberflächlichen Deckschicht (Löß, Lößlehm usw.) anstehende feste Gestein (z. B. Pläner), bis auf welches sich der Weg eingetieft hat, wie in einem vom Ortsteil Weidental nach Obergorbitz führenden Hohlweg.

So viel über die Entstehung der »Geländestufen und -gräben«, die von jedem nachgeprüft werden kann, der Gelegenheit hat, die Beschaffenheit und Veränderung des Erdbodens während der verschiedenen Jahreszeiten und bei verschiedener Witterung genauer zu beobachten. Die Behauptungen KAMPFRATHS über die Entstehung dieser Gebilde sind durch keine tatsächlichen Beobachtungen gestützt und müssen aufs Entschiedenste zurückgewiesen werden.

Gleiches gilt von KAMPFRATHS Behauptung, daß die Stufen am linken Elbtalgehänge der sichtbare Ausdruck einer hier vorhandenen

größeren Verwerfung seien, an der die Absenkung der »Elbtalscholle« erfolgte. Gewißlich fordern die Lagerungsverhältnisse der Kreide hier die Annahme einer Störung, worauf ich in der 2. Auflage der Erläuterungen zu den Blättern Pirna und Kreischa der geologischen Karte bereits hinwies, aber die Terrassierungen des Gehänges bei Torna, Gommern usw. haben nichts mit dieser Verwerfung zu tun. Sie kann auch nicht durch die verschiedene Höhenlage der Auflagerungsfläche der Kreide auf das Grundgebirge erwiesen werden, die man am Gehänge bei der Pechhütte bei Großsedlitz und in einiger Entfernung in einer Tiefbohrung in Hoeschs Zellstoffabrik bei Pirna festgestellt hat. Denn bei der Pechhütte liegt Labiatuspläner, in der Bohrung aber die Carinatenstufe auf dem Granit. Die vorcenomane Granitoberfläche war bekanntlich keine tischebene »Abrasionsfläche«, sondern besaß recht erhebliche Unebenheiten; als Vergleichsfläche bei der Feststellung einer Sprunghöhe, wie es KAMPFRATH tut, kann sie daher selbstverständlich nicht verwendet werden.

Auf schwachen Füßen steht ferner KAMPFRATHS Vermutung, daß die breiten Talauen der Seidewitz und Gottleuba Grabenversenkungen seien. KAMPFRATH benutzt zum Beweis eine Bohrung, die i. J. 1888 in der neuen Kaserne in Pirna gestoßen wurde, und errechnet eine Absenkung der Schichten unter der Gottleubaaue um 29 m. Dazu ist aber zu bemerken, daß dies nur unter der Voraussetzung Geltung haben kann, daß der »oben tonig zersetzte Pläner«, welcher im Bohrloche unter dem Alluvium angetroffen wurde, dem Brongniartipläner (t2p) der Talgehänge entspricht. Diese Annahme kann angesichts der sonst nur 18,5 m betragenden Mächtigkeit des unteren Grünsandstein- und Mergelkomplexes der Brongniartistufe kaum zutreffen. Viel wahrscheinlicher ist es, daß der »Pläner« des Bohrlochs nur eine harte Mergelbank innerhalb des Komplexes der Grünsandsteine darstellt. Überdies ist die von KAMPFRATH zum Vergleich der Höhenlage der Kreideschichten benutzte Grenze zwischen Labiatus- und Carinatenstufe innerhalb des Bohrlochs nicht genau zu bestimmen. Wie man sich in der von KAMPFRATH an anderer Stelle zitierten, ihm also nicht unbekanntem 2. Auflage der Erläuterungen zu Blatt Pirna auf S. 156 überzeugen mag, habe ich daher bei diesem Bohrloch die Lage dieser Grenze unentschieden gelassen. Sie kann jedenfalls nicht so gelegen sein, wie es in der 1. Auflage angenommen und von KAMPFRATH seiner Berechnung zugrunde gelegt wurde, weil die 12,60 m groben, lockeren Quadersandsteine lediglich der unteren Abteilung der Carinatenstufe entsprechen; die höhere Abteilung wird fast durchweg von feinkörnigen, z. T. tonigen und kalkigen Sandsteinen (Plänersandstein) gebildet und ist naturgemäß dort von der Labiatusstufe nicht zu trennen, wo diese, wie in der Gegend von Pirna, mit ähnlicher Gesteinsausbildung entwickelt ist.

Auch KAMPFRATHS Bemerkungen über die tektonischen Vorgänge, welche bei der Bildung des Dresdener Elbtalkessels mitgewirkt haben,



können einer Kritik nur schlecht standhalten. Die nach Südwesten gerichtete Verschiebung des »Radeberger Tafelstücks der Lausitzer Granitplatte« längs der Linie Großgraupe-Dittersbach-Harthau-Burckau gegen das südöstlich anstoßende »Stolpener Tafelstück«, sowie das Hinüberschieben des ersteren auf die vorher schon eingetretene Lausitzer Überschiebung und sein Hinaufwandern auf die »Elbauenscholle«, und endlich der Zusammenhang der Bachläufe mit diesen Störungen, sind durch nichts bewiesene Vermutungen, wie sie einem wohl gelegentlich beim Betrachten der geologischen Karte kommen mögen, die man sich aber zu veröffentlichen hütet, so lange keine exakten Beweise erbracht werden können.

Anlaß zu Widerspruch bietet schließlich KAMPFRATHS Geschichte des Elbtals, die er auf S. 29 auch tabellarisch zusammenfaßt. Mit welchem Recht z. B. die altdiluvialen Schotter ( $d_1, d_{1e}, d_{1\epsilon}$ ) durchweg einer älteren Eiszeit angehören sollen, als der Geschiebelehm ( $d_2$ ), ist nicht ersichtlich. Bezüglich der Diluvialbildungen des Elbtales sei vorläufig auf die 2. Auflage der Erläuterungen zu den Blättern Pirna, Kreischa, Dresden und Pillnitz, sowie auf meine Arbeit über den »pflanzenführenden Glazialton von Luga bei Dresden und die Gliederung des Elbtal-diluviums« (Sitzb. d. Naturf. Ges. Leipzig 1915, S. 21—54) verwiesen.

Auf alle Behauptungen KAMPFRATHS im einzelnen einzugehen, würde hier viel zu weit führen. Ich muß mich vielmehr angesichts seiner offen zutage liegenden Irrtümer mit obigen Einwendungen begnügen. Bloße Vermutungen oder Ansichten, wie sie A. KAMPFRATH ohne Begründung durch Beobachtungstatsachen zahlreich vorbringt, können in der Literatur nur Verwirrung anstiften und hemmen die wissenschaftliche Erkenntnis statt sie zu fördern.

## II. Besprechungen.

---

### Die Paläogeographie des Nillandes in Kreide und Tertiär.

Von Prof. Dr. Th. Arldt (Radeberg).

Schluß.<sup>1)</sup>

Von ganz besonderem Interesse sind die neuentdeckten Funde der Baharijestufe des Cenomans. Ohne paläogeographische Bedeutung sind die meisten marinen Tierformen, wie die Lamniden, Cestracioniden, Myliobatinen und Plesiosauriden. Ein eigenartiger Pristide aff. *Gigantichthys* könnte nach STROMER im Süßwasser gelebt haben. Auf keinen Fall handelt es sich hier aber um ein eigentliches Süßwasserelement, sondern entschieden nur um eine spezielle Anpassung einer an sich marinen Gruppe an das Leben in den Gewässern des Festlandes, also um ein mediterranes Element, zumal die Pristiden von der oberen Kreide an im Mittelmeergebiete gelebt haben. Ähnlich liegen die Verhältnisse auch bei den Lepidostiern und Pycnodontiden. Die ersteren sind entschieden vom mediterranen Gebiete ausgegangen, in dem seit dem Lias die Familien der Pachycormiden und Aspidorhynchiden in zahlreichen Gattungen und Arten entwickelt sind. Die Lepidosteiden selbst treten ja erst mit dem Obereozän fossil auf, könnten aber wohl auch ein Stück weiter zurückreichen. Eine genauere Einordnung der beiden neuen Gattungen gibt ja STROMER noch nicht an (98). Noch älter sind die Pycnodontiden, die schon im Keuper auch an den Gestaden Südafrikas lebten (*Hydropessum*, *Cleithrolepis*) und in Jura und Kreide offenbar außerordentlich weite Verbreitung besaßen. Für die mediterrane untere Kreide sind besonders die Gattungen *Coccodus* und *Xenopholis* charakteristisch. Bei dem einen Lepidostier betonte STROMER selbst die engen Beziehungen zu der gleichaltrigen Fauna von Portugal. Marinmediterran sind weiter von Teleostiern der Albulide *Plethodus*, der Euchodontide *Cimolichthys* und der Balistide *Ancistrodon*, also Gattungen aus drei verschiedenen Unterordnungen, den altertümlichen Malakopterygiern, den schon beträchtlich höher stehenden Haplomen und den höchstspezialisierten Plektognathen.

Von größerem Interesse sind die eigentlichen Süßwasser- und Landformen. Unter ihnen fällt zunächst *Ceratodus* auf, der besonders in der Trias auch im Norden weit verbreitet war, hier aber nach dem Jura so

---

<sup>1)</sup> Schließt an Geol. Rundschau IX, S. 56.

gut wie ganz verschwunden ist, wenn auch von Nordamerika zwei unternenonische Arten *C. hieroglyphicus* und *C. cruciferus* angegeben werden. In Südamerika kommt die Gattung auch noch im Senon vor, ebenso übrigens noch im Nilgebiete, während sich bekanntlich der verwandte *Epiceratodus* in den Flüssen Queenslands bis in die Gegenwart behauptet hat. Als äthiopisches Element kann man also diesen Lungenfisch keinesfalls ansprechen, wenn er auch schon ein sehr alter Bewohner der afrikanischen Gewässer ist, kennen wir doch je eine *Ceratodus*-Art aus dem Lias, der oberen wie der unteren Trias Südafrikas. Von größtem Werte ist dagegen die Auffindung einer fossilen Chelydide in den Baharijeschichten. Lebt doch diese Familie jetzt ausschließlich in Südamerika, Papuasien und Australien. Konnte man schon dadurch auf einen südlichen Ursprung dieser Schildkröten schließen, so wird dieser Schluß durch den neuen Fund erfreulich bestätigt. Er beweist, daß die Familie in der Südatlantis weit verbreitet gewesen ist, ähnlich wie die mit ihr verwandte Familie der Pelomedusiden. In dieser neuen Gattung sehen wir also ein erstes »äthiopisches« Element der ägyptischen Fauna der oberen Kreidezeit vor uns. Ebenso bedeutsam ist der Fund einer wenn auch nicht näher bestimmten Landschildkröte, die den ältesten Rest der Testudinidenfamilie darstellt, die man bisher nur bis zum Mitteleozän fossil zurückverfolgen konnte. Auch früher schon hatte ich aber angenommen (26), daß sie vortertiär nach der Südatlantis gelangt sein müßten. Dieser Schluß wird durch den neuen Fund bewiesen. Die Testudiniden müssen also schon in der mittleren Kreide von Nordamerika her in die Südatlantis eingewandert sein. Sie beweisen so ebenso wie die vorigen die südatlantische Landbrücke, da wir uns keinen anderen Einwanderungsweg für diese doch durchaus nicht leicht verbreitbaren Tiere denken können. Ebenso können sie nur von Westen oder Süden her nach Ägypten gelangt sein, sind also ebenfalls ein äthiopisches Element.

Ganz neu ist noch ein kurzschnauziges Krokodil *Libycosuchus* (96). Dieses möchten wir allerdings nicht als äthiopisches Element ansprechen. STROMER selbst möchte es von europäischen Formen der untersten Kreide ableiten, und auch das Vorkommen verwandter Formen in Patagonien kann nichts gegen den nordischen Ursprung beweisen, zumal die Krokodile überhaupt erst in der Kreide vom marinen Leben zum Leben im brackischen und süßen Wasser übergangen. Dagegen können wir die Dinosaurier (97) wieder für äthiopisch ansehen, den riesigen Theropoden *Spinosaurus*, den großen, vermutlich amphibisch lebenden Sauropoden und den kleinen Ornithopoden. Allerdings handelt es sich bei allen drei Gruppen um auch im Norden weit verbreitete Reptilien, aber da das europäische Mittelmeer in Oberjura und Kreide Afrika scharf von den Norderdteilen abtrennte, so können jene doch auch wieder nur über Südamerika nach Afrika gelangt sein. Dafür spricht auch der Umstand, daß in der Kreide alle drei Dinosauriergruppen

besonders in Nordamerika stark entwickelt waren, während sie in Europa weit weniger Reste aufzuweisen haben. Übrigens haben wir auch das Vorhandensein von Theropoden in Afrika schon früher vermutet (32a). Neben der Süßwasserfauna war also auch die Landtierwelt im Nilgebiete im Cenoman äthiopisch. Zu diesen Landformen gehört dann weiter die Riesenschlange *Symoliophis*, die älteste bekannte Schlange. Auch hier haben wir schon früher die Meinung vertreten, daß trotz noch fehlender fossiler Reste aus der Kreidezeit die Schlangen bis in die Kreidezeit zurückreichen und bereits damals nach der Südatlantis gelangt sein müßten, ganz besonders auch die Boinen. *Symoliophis* ist hierfür wieder eine erwünschte Bestätigung ebenso wie die obenerwähnten Testudiniden.

Endlich hat STROMER in den Baharijeschichten noch einen verwitterten Säugetierunterkiefer gefunden, der leider nicht genauer bestimmbar ist. Es ist das höchst bedauerlich, denn ein kretazeischer Säugetierfund in Afrika wäre in vielfacher Hinsicht von Bedeutung. Daß Afrika in der Entwicklung der mesozoischen Säugetiere eine erhebliche Rolle gespielt hat, ist ja sicher. Wir möchten sogar annehmen, daß die Säugetiere sich in der Trias oder im Perm in Afrika aus therapsidischen Reptilien entwickelt haben, da diese und besonders die säugetierähnlichsten von ihnen, die Cynodontier, so gut wie ganz auf Afrika beschränkt sind und sich hier auch ganz besonders primitive Säugetiere finden. Da diese den Allotherien angehören, die in der Trias auch über Europa verbreitet sind, um sich später auch über Nord- und Südamerika auszubreiten, so müssen diese vielhöckerzahnigen Säugetiere in ganz Afrika verbreitet gewesen sein. Ihnen könnte also zunächst der Rest aus dem Cenomen von Ägypten angehören. Sonst kämen aber auch die Beuteltiere in Frage, die man freilich bisher vom afrikanischen Boden noch nicht kennt, deren Auffindung hier aber nichts Merkwürdiges hätte, müssen wir doch annehmen, daß sich die Vorfahren der lebenden Beuteltierordnungen während des Mesozoikums in Südamerika entwickelt haben. Wenigstens erklären sich so am besten deren Verbreitungseigentümlichkeiten.

Fassen wir noch einmal die Baharijefauna im ganzen ins Auge, so ergibt sich, daß sich diese aus dreierlei Elementen zusammensetzt. Die marinen Formen unter den Haifischen, Rochen, Knochenfischen und Plesiosauriern haben ganz mediterranen Charakter. Das gleiche gilt von einem beträchtlichen Teile der Süßwasserfauna, wie dem Sägehai, den Lepidostiern und anderen Knochenganoiden und dem Krokodil. Als Rest einer einst über die ganze Erde verbreiteten Sippe ist der Lungenfisch anzusehen. Dagegen sind äthiopisch bzw. südatlantisch die Schildkröten, Dinosaurier, Schlangen und Säugetiere, meist auf dem Lande, vereinzelt aber auch im Süßwasser lebend.

Dem Senon entsprechen die fluviomarinen nubischen Sandsteine Oberägyptens (44, 58, 69), die vorwiegend marine Reste enthalten, in

die aber doch auch einzelne Süßwasserformen eingeschwemmt sind. So finden sich in ihnen ziemlich zahlreiche Reste von Land- und Süßwasserpflanzen, die sich übrigens auch schon im Cenomen fanden. Dazu kommen Muscheln, von denen *Unio* und *Mutela* als Süßwasserformen besonderes Interesse verdienen. Die letztere Gattung ist eine entschieden südatlantische Form und zeigt, wenn die Bestimmung richtig ist, daß auch jetzt noch der äthiopische Charakter in diesen Küstengewässern eine bedeutsame Rolle spielte. Weniger ist mit *Unio* anzufangen, da unter diesem Gattungsnamen noch zu verschiedenartige fossile Elemente zusammengefaßt werden, die in der lebenden Tierwelt längst auf zahlreiche Gattungen und Unterfamilien aufgeteilt sind, von denen die einen nordische, die anderen südliche Verbreitung besitzen (37). Die Wirbeltierreste sind fast durchweg marin und gehören der Mediterranfauna an wie die Lamniden, der Spinacide *Isistius*, von Knochenfischen der Ballistide *Ancistrodon* und der Sparide *Stephanodus*, ferner die unsicheren Reste von Mesosauriern, Ichthyosauriern oder Plesiosauriern. Mediterrane Formen im Süßwasser sind dann vielleicht der Sägehai *Gigantichthys* und vermutlich Lepidostiern angehörige Reste. Die jüngste Art von *Ceratodus* ist ein Rest der alten Fauna. Äthiopische Elemente könnten daher nur unter nicht näher bestimmbar Resten von Schildkröten, Krokodilen und Dinosauriern zu finden sein. Im ganzen ist also in dieser Fauna der äthiopische Charakter höchstens ganz schwach ausgeprägt. Dies braucht aber nicht an einer Zurückdrängung der südlichen Elemente zu liegen, sondern ist wohl als eine Folge des reinen marinen Charakters der uns allein bekannt gewordenen Schichten anzusehen, der naturgemäß zu einem Vorwiegen der mediterranen Elemente führen mußte.

Auch die mitteleozänen Untermokattamschichten bei Kairo haben noch vorwiegend marinen Charakter und lassen darum von vornherein in erster Linie mediterrane Formen erwarten. Unter den Fischen (82) finden wir von Haien und Rochen den Scylliden *Ginglymostoma*, der im Eozän auch aus Europa und Nordamerika fossil bekannt ist und damals offenbar im großen Mittelmeere heimisch war, von wo sich seine Arten nach dem Atlantischen und dem Indopazifischen Ozean ausbreiten konnten, über die sie jetzt zerstreut sind, ferner Lamniden, Carchariiden, Myliobatinen und Pristiden, von Ganoiden *Pycnodus*, von Knochenfischen den Ballistiden *Ancistrodon*, die Scholle *Solea* u. a. Zweifelhaft erscheint die Bestimmung einer Art als *Perca*, da es sich um lauter marine Formen handeln soll. Sind doch die Perciden in ihrer heutigen engeren Begrenzung eine ausgesprochene Süßwasserfamilie der holarktischen Region. Auf alle Fälle handelt es sich auch hierbei sicher nicht um ein äthiopisches Element.

Aber zu diesen mediterranen Formen kommen doch auch solche, bei denen ein südlicher Ursprung wahrscheinlich ist. So gehören hierher vermutlich die noch unbeschriebenen Welsreste, die STROMER (98) als

vielleicht zu *Arius* gehörend ansieht. Diese Gattung ist nach ihrer ganzen Verbreitung über die tropischen Regionen der Erde als vermutlich südlichen Ursprungs anzusehen, wenn ihr auch eine fossile Art aus dem Mitteleozän Europas angehört. Von Schildkröten sind zu unwesentliche Reste erhalten, als daß man aus ihnen irgendwelche Schlüsse ziehen könnte. Von größerer Bedeutung sind dagegen die Krokodile, von denen die langschnauzigen durch *Tomistoma* vertreten sind. Diese heute auf die indoaustralischen Gebiete beschränkte Gattung ist in Ägypten vom Mitteleozän bis zum Pliozän herauf zu finden. Dazu kommen Arten aus dem europäischen Miozän. STROMER schließt hieraus, daß Afrika ihre Heimat war, und daß sie sich von hier aus erst im Jungtertiär nach Eurasien verbreitete. Diese Ansicht ist tatsächlich sehr wahrscheinlich. Doch stellt *Tomistoma* trotzdem kein eigentlich äthiopisches Element, sondern ein mindestens indirekt mediterranes dar. Denn alle mit ihm verwandten fossilen Gattungen, die die Familie der Rhynchosuchiden bilden, gehören dem Norden an, wo im Senon *Holops* in Nordamerika, *Thoracosaurus* außerdem in Europa, *Pristichampus* im Obereozän, *Gavialosuchus* im Miozän Europas lebte und nur *Gryposuchus* dem Oberpliozän oder Altquartär des Amazonenstromgebietes angehört. Es muß sich hiernach die Familie im Mittelmeere entwickelt haben und von hier aus in die süßen Gewässer der Nord- und Südatlantis eingewandert sein. Dabei mag sich dann im mediterranen Gebiete Afrikas *Tomistoma* entwickelt haben und in der Mitte der Tertiärzeit von hier nach Südeuropa und weiterhin seit dem Miozän nach Südasien gelangt sein.

Neben diesen Fischen und Reptilien finden sich endlich noch die ältesten Wale und Sirenen in den Mokattamschichten, zugleich auch die primitivsten Formen beider Ordnungen, die noch deutlich die Abstammung von typischen Landsäugetieren erkennen lassen, die Protocetiden *Eocetus*, *Protocetus* und *Prozeuglodon* (18) von Creodontiern und die Halicoriden *Eotherium* und *Protosiren* von Huftieren, die den ältesten Proboscidiern nahe gestanden haben müssen. Nach STROMER (86, 87) spricht dies dafür, daß schon damals auf dem Festlande Afrikas derartige Formen, wohl amphibisch, lebten (98). Dieser Schluß ist aber durchaus nicht zwingend. Für die Sirenen möchten wir ihn allerdings zugeben, da an der Zugehörigkeit derselben zur Proboscidiengruppe auch nach ABEL (1, 2, 4, 5) kein Zweifel obwalten kann, und da diese im Alttertiär ausschließlich in der östlichen Südatlantis heimisch sind. Die Seekühe haben sich also jedenfalls an der mediterranen Nordküste Afrikas herausgebildet. Bei den Urwalen liegen doch die Verhältnisse anders. Die Creodontier, von denen sie auch ABEL (2, 5) herleitet, sind zwar vom Oligozän an in Ägypten fossil bekannt, aber sie fehlen diesem noch im Obereozän, und ganz besonders kennt man sie in weit größerem Formenreichtum aus den nördlichen Festländern. Wir können also hier keine Notwendigkeit einsehen, ihre frühere Existenz in Afrika anzunehmen, zumal auch in den fossilreichen Alttertiärschichten Südamerikas jede

Spur von ihnen fehlt. Wenn sie aber erst nach dem Eozän Afrika von Europa her erreicht haben, müssen die Urwale im Norden der Mittelmeerregion aus ihnen hervorgegangen sein. Sie haben sich dann rasch auch nach dem Süden derselben verbreitet und könnten sich hier vielleicht zu den Zeuglodontiden weiterentwickelt haben, die sich dann noch im Eozän über fast alle Meere der Erde ausgebreitet haben müssen. Gerade diese schnelle Ausbreitung bis nach Australien, Neuseeland und dem Grahamlande zeigt, daß das Vorkommen der ältesten Urwalfunde gerade auf ägyptischem Boden sehr leicht auf einem reinen Zufalle beruhen kann.

Bedeutend reicher als die mitteleozänen Schichten sind an Fossilien die obereozäne Birket el Qerun und Qasr es Saghastufe. Von den Fischresten können wir hier und bei den folgenden Stufen absehen, soweit es sich um Selachier und marine Teleostier handelt. Sie bieten kein besonderes Interesse; dagegen sind einige Süßwasserfische von größerer Bedeutung. Der Polypteride ist entschieden ein altes äthiopisches Element, von dem außerhalb Afrikas noch keine näheren Verwandten gefunden worden sind. Das gleiche gilt von den zu den Bagrinen gehörigen Welsen *Fajumia* und *Socnopaea* (80). Sicher hat STROMER recht, wenn er die Vermutung ausspricht, daß die Siluriden schon im Tertiär ihre Hauptentfaltung im Süden hatten (98).

Ziemlich zahlreich sind die Schildkröten vertreten (15, 50, 70). Die Pelomedusiden *Podocnemis* und *Stereogenys* gehören zu einer Familie, die ganz ausgesprochen südatlantisch ist, gehören ihr doch von lebenden Formen nur solche an, die in Südamerika, Afrika und Madagaskar heimisch sind. Fossil kommen dazu zwei Arten im Eozän Indiens, zwei in dem Europas, eine im Miozän von Malta. Diese können nicht hinreichen, den nordischen Ursprung der Familie zu erweisen, von der aus den im Verhältnis zu Europa doch noch ziemlich fossilarmen Schichten Ägyptens 14 Arten beschrieben worden sind, zu denen noch eine vom Untereozän des Kongo kommt. *Trachyaspis* gehört zu den Chelydriden oder Dermatemydiden. Beide Familien müssen vom Norden ausgegangen sein, wiewohl sie heute vorwiegend den südlichen Regionen angehören, die zweiten Mittelamerika, die ersten Neuguinea, Südamerika, aber auch Nordamerika. Die fossilen Formen lassen aber deutlich erkennen, daß sich beide Familien in der Kreidezeit im Norden entwickelt haben müssen (54) und im wesentlichen erst im Jungtertiär nach dem Süden gelangt sind. Bei beiden macht nur *Trachyaspis* eine Ausnahme, und auch er kann daher wohl nur vom Norden herkommen. Dies wird dadurch zur Gewißheit, daß die Gattung auch im europäischen Oligozän fossile Reste hinterlassen hat. Eine Landverbindung im Eozän oder vor ihm werden wir dieser Schildkröte wegen nicht anzunehmen brauchen, handelt es sich doch bei beiden Familien um Süßwassertiere und gute Schwimmer, die auch wohl schmale trennende Meeresstraßen übersetzen konnten. Direkt zu den Meerschildkröten (Cheloniden) ge-

hörte *Thalassochelys*. Sie ist also als mediterranes Element zu bewerten. Das gleiche gilt von der ebenfalls marinen, zu den Dermochelydiden gehörenden Gattung *Psephophorus*, die vom Eozän bis zum Miozän in Europa mehrere Arten aufzuweisen hat und im letzteren auch aus Maryland bekannt ist.

Von Krokodilen tritt uns neben dem schon im Mitteleozän erwähnten *Tomistoma* die typische Gattung *Crocodylus* entgegen, allerdings in nicht ganz sicheren Resten. Diese ist in noch höherem Grade als jene als nordisches Element aufzufassen. Wenn STROMER (98) sie als zu einer alten Reptilgruppe gehörend und darum wenig beweisend ansieht, so können wir dem nicht zustimmen. Crocodyliden reichen allgemein nicht über das Cenoman fossil zurück und schließen sich an unterkretazäische Formen an, so daß wir ihre Entwicklungszeit unbedingt in der Kreide suchen müssen. Ebenso sicher liegt aber auch ihre Heimat im Norden, wo sowohl alle ihre älteren Arten wie auch ihre mutmaßlichen Vorfahren gefunden worden sind, und zwar kommt hiernach in erster Linie Europa als Heimat in Frage. Von hier aus konnte aber *Crocodylus* leicht im Eozän auch nach Nordafrika gelangen.

Endlich finden sich unter den obereozänen Reptilien Ägyptens zwei Riesenschlangen. *Gigantophis* gehört zu den Boinen, deren geographische Verbreitung vorwiegend über die australische Inselwelt, Südamerika, Afrika und Madagaskar beweist, daß sie schon seit Beginn des Tertiär im Süden heimisch sein müssen, wenn sie auch im Eozän noch in Nordamerika, im Miozän in Europa lebten. Letztere Gattung *Bothrophis* könnte übrigens sehr gut erst kurz vorher von Afrika her eingewandert sein. Wir dürfen also hiernach in *Gigantophis* ein entschieden äthiopisches Element sehen. Die zweite Gattung *Pterosphenus* findet sich gleichzeitig auch im Eozän Nordamerikas und gehört zu einer auch noch im eozänen Europa heimischen Unterfamilie der Paläophidinen. Da es sich bei diesem Tiere um eine riesige Seeschlange handelte (98), ist wohl eine Einwanderung über das Meer von Norden her wahrscheinlich.

Unter den Säugetieren treffen wir zunächst wieder die Zeuglodonten (78) und die Sirenen *Eosiren* und *Archaeosiren* an, letztere, wie schon erwähnt, ausgesprochen äthiopische Formen, erstere vielleicht in Afrika zu *Zeuglodon* weiter entwickelt, aber im Grunde nordischen Ursprungs. Dagegen sind entschieden äthiopisch die beiden Landsäugetiergattungen *Moeritherium* und *Barytherium*. Besonders wichtig ist das erstere, das nach OSBORN eine amphibische Lebensweise nach Art der Flußpferde führte (62, S. 203). Nach oben hin ist es entwicklungs-geschichtlich sicher mit den Proboscidiern verknüpft (13, 14, 19, 27, 28 u. a.), ebenso aber auch mit den Sirenen. Nach unten hin aber stehen ihm die südamerikanischen Pyrotherien nahe (6, 7, 8, 9, 23, 24), nicht so, daß deren uns bekannte Formen seine Vorfahren sein könnten. Sie bilden nur einen Parallelzweig, der sich aber verschiedene primitive Züge getreuer bewahrt hat. *Barytherium* gehört einem weiteren Seiten-



zweige an, der aber ohne Zweifel diesen Vorläufern der Proboscidier nahe steht.

Unter den Mollusken des Obereozän finden wir wie bei den Wirbeltieren marine und kontinentale Formen untereinander gemengt. Von letzteren erwähnt STROMER (98) die Melaniiden, *Potamides*, *Modiola* und die Ampullariide *Lanistes*. Letztere ist heute eine ausgesprochen äthiopische Gattung (37) und kann wohl auch schon im Eozän die gleiche Bedeutung gehabt haben. Es kann also keinem Zweifel unterliegen, daß auch die Obereozänfauna Ägyptens zahlreiche äthiopische Elemente enthielt, denen sich nur wenige nordische Elemente beimengten, bei denen eine Überschreitung des Meeres möglich erscheint.

In dieser Beziehung zeigt uns ein durchaus anderes Bild die unteroligozäne Qatranstufe, die ganz besonders reiche Beiträge zu unserer Kenntnis der alten Fauna Südafrikas geliefert hat (16, 28, 43). Auch in ihr treffen wir zunächst, wie von vornherein zu erwarten war, marin-mediterrane Formen mit altäthiopischen gemischt. Dazu kommen aber in nicht geringer Anzahl solche, die wir als paläarktisch bezeichnen müssen. Unter den Mollusken sind sicher äthiopisch die Ampullaride *Lanistes*, die Muteliden *Spatha* und *Mutela*. Dagegen sind die Cerithiiden *Cerithium* und *Potamides* als Einwanderer aus dem Mittelmeere anzusehen. Unsicher sind *Melania* und *Unio* (37).

Unter den Fischen des Unteroligozän treten zum ersten Male die Lepidosireniden fossil auf, nicht bloß der auch heute in Afrika weit verbreitete *Protopterus*, sondern auch der heute auf Südamerika beschränkte *Lepidosiren* (90). Das ist eine Beziehung, die sich kaum anders deuten läßt, als durch die Annahme einer mesozoischen Südatlantis, in der sich diese Lungenfischfamilie aus älteren Formen herausentwickeln konnte. Über die Weise der gleichen Schichten wissen wir noch nichts Näheres. Wahrscheinlich dürften sie aber auch deren südlichen Gruppen angehören. Unter den Schildkröten begegnen uns zunächst wieder die oben schon erwähnten Pelomedusiden mit *Podocnemis*, *Stereogenys* und *Pelomedusa*, deren Arten nunmehr ganz deren östlichem Zweige angehören, der sich bei *Podocnemis* nur auf Madagaskar erhalten hat, während sich von den eozänen Arten Ägyptens auch die südamerikanischen Pelomedusiden herleiten lassen. Wie diese Schildkröten können wir auch die Riesenlandschildkröten der Gattung *Testudo* trotz deren weiter Verbreitung als äthiopische Elemente ansehen, da ja die Testudiniden schon seit der mittleren Kreide im Süden heimisch sein mußten. Die Krokodile sind wieder durch *Tomistoma* und *Crocodylus* vertreten, wobei natürlich bei letzterem nicht eine neue Einwanderung angenommen werden muß.

Im Oligozän tritt uns neben den bisher vorwiegenden Reptilien auch ein Laufvogel *Eremopezus* entgegen, den wir vermutlich in die Gruppe der Straußenvögel zu stellen haben. Diese gehören wohl sicher der alten äthiopischen Fauna an, in der sich ein solcher Typus infolge

des Fehlens gefährlicher Raubtiere am leichtesten entwickeln konnte. Wohl sind Strauße auch aus dem Norden fossil bekannt, aber doch erst im Jungtertiär, in dem sie von Afrika her hätten können eingewandert sein.

Unter den Säugetieren fehlen die marinen Formen bis jetzt noch ganz. Unter den Landtieren treffen wir zunächst eine ganze Reihe von solchen, die als äthiopisch zu bezeichnen sind. Allerdings ist nicht eine von ihnen selbst in Südamerika fossil vertreten, aber wir finden doch dort durchweg Parallelgruppen von ihnen, so daß die südatlantischen Beziehungen auch hier stärker entwickelt sind (38), als das STROMER annimmt (98). An erster Stelle erwähnen wir auch hier die Proboscidier, von denen neben *Moeritherium* auch das schon um eine Stufe spezialisierte *Palaeomastodon* vorkommt (17, 68, 72). Die ihnen entsprechenden Pyrotherien Südamerikas waren im Oligozän jedenfalls schon erloschen.

Eine ganz isolierte Stellung nimmt unter den Huftieren *Arsinoitherium* ein (41, 42), der einzige bekannte Vertreter einer speziell äthiopischen Unterordnung der Barypoden oder Embrithopoden (16). Sie weisen Beziehungen einmal zu den nordamerikanischen Amblypoden, noch mehr aber zu den südamerikanischen Astropotherien auf. Jedenfalls stehen sie diesen näher als irgendwelchen anderen Ungulaten. Ganz sicher äthiopisch sind weiter die Hyracoiden, von denen die Saghatheriden in nicht weniger als sechs verschiedenen Gattungen im Fajum vertreten sind (71, 72). Zu ihnen hatte AMEGHINO (9) auch die südamerikanischen Acölodiden, Archäohyraciden und Adianthiden gestellt. Wenn diese nun auch jedenfalls den typisch südamerikanischen Notungulaten zugehören, so ähneln doch unter diesen die Typotherien und Toxodontier zweifellos den Hyracoiden von allen Huftieren am meisten, so daß wir eine vollkommene Parallelentwicklung zwischen den neotropischen und den äthiopischen Huftiergruppen feststellen können, die gut zu dem paßt, was wir oben über die Pelomedusen, Chelydiden, Lepidosireniden u. a. feststellen konnten.

Die Chiropteren sind durch *Provampyrus* vertreten, der zu den neotropischen Phyllostomatiden gehört, die wir als alte Bewohner der neotropischen Region betrachten müssen. Ebenfalls als äthiopisch möchten wir mit SCHLOSSER (71, 72) und STROMER (91, 98) die Primaten der Qatranstufe ansehen, vertreten durch drei Cercopitheciden: *Moeripithecus*, *Apidium* und *Parapithecus* und durch den Anthropomorphiden *Propliopithecus* (33, 34). In Europa treten ja die Catarrhinen erst im Miozän fossil auf. Die Platyrrhinen aber sind im Oligozän Patagoniens durch die Homunculiden fossil vertreten (9). Hier liegt also ebenfalls eine ausschließliche Beziehung zu Südamerika vor, nach der wir annehmen müssen, daß sich die Affen in der Südatlantis entwickelten und früh in ihre beiden Hauptzweige spalteten, von denen die Schmalnasen in der Mitte der Tertiärzeit nach Europa gelangten.

So entspricht es also nicht ganz den Tatsachen, wenn STROMER betont, es fehlten im Mitteltertiär Patagoniens fast alle eben genannten äthiopischen Säugetiergruppen. Dies stimmt wohl dem Wortlaute, aber nicht dem Sinne nach, indem die äthiopischen in Südamerika durch Parallelgruppen ersetzt werden. Das gleiche gilt umgekehrt für die typisch neotropischen Gruppen, von denen man bisher in Afrika noch keine fossilen Vertreter hat finden können, die aber doch in der lebenden Tierwelt solche Vertreter aufzuweisen haben, die das Vorhandensein alttertiärer Vorläufer notwendig machen, wie bei den hystrikomorphen Nagern und bei den Edentaten. Nur bei den Beuteltieren fehlt vor der Hand jede Andeutung in Afrika (23, 24, 25, 26, 28, 29, 38).

Bei den anderen Säugetieren treffen wir dagegen nur auf Beziehungen zu Europa bzw. zu den Norderdteilen im ganzen. Nicht weniger als fünf Gruppen gehören hierher. Von den Insektivoren sind die sonst nur nordamerikanischen Mixodectiden durch *Metoldobotes* vertreten. Da *Mixodectes* und *Oldobotes* auf das Untereozän beschränkt sind, liegt eine zeitlich ziemlich weitläufige Beziehung vor, die es möglich erscheinen ließe, daß die Familie schon vortertiär über Mittelamerika nach der Südatlantis gelangt sei. Dagegen spricht allerdings wieder der Umstand, daß die Progliren, zu denen die Mixodectiden gestellt werden, bisher in Südamerika noch nicht den geringsten fossilen Rest aufzuweisen haben und daß die Insektivoren in diesem überhaupt eine so geringfügige Rolle spielen, daß ein solcher Schluß wenig Wahrscheinlichkeit besitzt, wenn man ihn auch nicht als unmöglich bezeichnen kann.

Ziemlich formenreich treffen wir im Fajum die Creodontier an, die in Südamerika, wie schon erwähnt, vollkommen fehlen. Alle bisher gemachten Funde (16, 60, 61) gehören ausschließlich der Familie der Hyänodontiden an. *Metasinopa* und *Ptolemaia* sowie *Phiomia* (?) sind für Ägypten endemisch. *Ptolemaia* steht dabei dem gleichaltrigen *Cynohyaenodon* von Europa nahe. *Apterodon* und *Pterodon* lebten gleichzeitig in Afrika und Europa, *Sinopa* und *Hyaenodon* zugleich noch in Nordamerika. Es kann hiernach keinem Zweifel unterliegen, daß alle diese Tiere vor dem Oligozän von Europa her haben nach Afrika gelangen können. Auch STROMER (98) ist dieser Meinung. Dann kann man aber doch erst recht nicht an eine Herleitung der Urwale von äthiopischen Creodontiern denken! Es muß also vor dem Oligozän eine für diese Raubtiere gangbare Brücke von Europa nach Afrika herübergeführt haben, doch kann sie, wie STROMER mit Recht betont, auf keinen Fall lange Zeit bestanden haben, denn sonst müßten die Übereinstimmungen zwischen beiden Festländern noch viel zahlreicher sein. So fehlen z. B. schon von den Creodontiern in Ägypten die Arctocyoniden, Mesonychiden, Oxyaeniden und Miaciden, die im Oligozän noch im Norden lebten, es fehlten ganz besonders auch die im Norden in so großem Formenreichtum entfalteten Perissodactylen und Artiodactylen.

Nur von den letzteren (73) haben zwei einzelne Familien den Weg

nach Afrika gefunden, in größtem Formenreichtum die zu den Suitherien gestellten Anthrakotheriden, die sich darin ganz den Hyänodontiden an die Seite stellen lassen. Keine einzige der ägyptischen Gattungen ist auf Afrika beschränkt. *Rhagatherium* besitzt auch zwei Arten im Unteroligozän Europas, europäisch ist auch *Brachyodus*, außerdem noch nordamerikanisch *Ancodus*. Ebenfalls enge Beziehungen zu Europa weist der Anoplotheride *Mixotherium* auf. Dieser besaß ebenfalls zwei europäische Oligozänarten, und im europäischen Oligozän lebten auch die neunzehn anderen, teilweise sehr artenreichen Gattungen dieser Familie.

Endlich sind hier noch zwei Nagetiere, *Phiomys* und *Metaphiomys* anzuschließen, die der fossilen Nagetierfamilie der Theridomyiden einzureihen sind. Diese sind bis auf die eine nordamerikanische Unteroligozängattung *Cylindrodon* jetzt ganz auf Europa beschränkt und müssen daher von diesem nach Afrika gelangt sein. So treten uns denn im Oligozän des Fajum zum ersten Male nordische Formen in größerer Anzahl in der afrikanischen Tierwelt entgegen. Diese Funde haben unsere paläogeographischen Kenntnisse ganz bedeutend erweitert. Aus der lebenden Fauna Afrikas und Madagaskars ergab sich nur die Notwendigkeit, etwa für die Wende vom Oligozän zum Miozän eine vorübergehende Verbindung zwischen Europa und Afrika anzunehmen, und diese Notwendigkeit besteht auch heute noch. Die Anoplotheriden, Anthrakotheriden, Hyänodontiden, Mixodectiden und Theridomyiden des Fajum beweisen aber, daß diese Verbindung eine mehrmalige gewesen sein muß, daß sie auch etwa zwischen Eozän und Oligozän bestanden hat. Das ist aber auch sonst paläogeographisch von Bedeutung, denn dadurch erhalten wir auch für oligozäne Formen Europas die Möglichkeit, sie von Afrika aus eingewandert sein zu lassen. Das gilt ganz besonders von den Maniden und Orycteropodiden, die man wegen ihres Vorkommens im französischen Unteroligozän hat von Europa herleiten wollen, während doch ihre Verbreitung und ihre Beziehungen mehr auf eine äthiopische Heimat schließen lassen (75).

Die eben erwähnte vormiozäne Landverbindung nach Europa hin läßt erwarten, daß auch im Miozän von Ägypten, in den Moghara- und Fareghschichten (10, 81, 84), neue nordische Formen auftreten. Dies ist nun tatsächlich der Fall. Neben einem Anthrakotheriden *Brachyodus*, der sich an die schon voroligozän eingewanderten Formen anschließt, finden wir als Vertreter der Rhinocerotiden *Atelodus*. Dies ist die älteste Art dieser Gattung, die heute für die äthiopische Region charakteristisch ist und die man daher geneigt sein könnte, für in Afrika herausgebildet anzusehen. Aber zunächst war *Atelodus* im Pliozän und Quartär in der paläarktischen Region weit verbreitet. Besonders aber schließt er sich eng an *Dicerorhinus* an, der schon vom Oligozän an in Europa lebte. Auf alle Fälle ist also *Atelodus* ein nordisches Element, und es wäre höchstens denkbar, daß vormiozän Rhinocerotinen nach

Afrika gelangt wären und sich hier zu *Atelodus* entwickelt hätten, der sich dann im Pliozän nach Europa und Asien hin ausbreiten konnte.

Das *Mastodon* des ägyptischen Miozän können wir dagegen wohl besser als unmittelbaren Nachfolger des oligozänen *Palaeomastodon* ansehen, so daß die leider noch sehr spärlichen Landsäugetiere dieser Stufe alle drei verschiedenen Abteilungen der Fauna angehören. Neben ihnen treten dann auch noch zwei Wale, also Vertreter der Meeresfauna auf. *Cyrtodelphis* ist eine Gattung der Argyrocetinen, die auch in den nordamerikanischen und europäischen Meeren weit verbreitet war. Die Squalodontiden sind eine weit primitivere Familie, die sich wahrscheinlich von den südamerikanischen Meeren her ausgebreitet hat, wo dem oligozänen *Prosqualodon* (3) noch ein eozäner *Proterocetus* vorangeht.

Ähnliche Beziehungen wie bei den Säugetieren treffen wir auch bei den Reptilien (11) an. Die Crocodiliden und Rhychosuchiden mit *Crocodylus* bzw. *Tomistoma*, die Pelomedusiden mit *Podocnemis* und *Sternotherus* setzen die Oligozänfauna Ägyptens fort, erstere in ihrer letzten Wurzel nordischen Ursprungs, letztere seit sehr langer Zeit in der Südatlantis entwickelt. Als neues Element kommen aber zu ihnen die Trionychiden hinzu, in denen wir ebensogut nordische Einwanderer sehen müssen, wie in den Rhinocerotiden. Die Trionychiden, die durch *Trionyx* selbst vertreten sind, beginnen in Nordamerika schon im Senon, in Europa im Mitteleozän, und zwar hier mit der ebenerwähnten Gattung, die besonders im Oligozän zahlreiche Arten aufzuweisen hat. Im Süden können sie sich auf keinen Fall entwickelt haben, fehlen sie doch in der ganzen neotropischen Region wie in Australien und auf Madagaskar vollständig. Gerade das letztere ist sehr wesentlich, spricht es doch ganz besonders gegen die Möglichkeit einer äthiopischen Heimat. Die durch *Cyclanorbis* vertretenen Emydinen sind zwar fossil nicht früher bekannt als aus dem Miozän, müssen sich aber eng an die Trionychinen anschließen. Immerhin wäre hier ein ähnlicher Entwicklungsgang denkbar, wie wir ihn oben bei *Atelodus* andeuteten, Einwanderung der Vorfahren in vormiozäner Zeit, Entwicklung in Afrika im Miozän, im Pliozän Ausbreitung nach Indien. Während aber auch bei dieser Gruppe keine Ausbreitung nach Madagaskar möglich gewesen ist, schließt sich nach DACQUÉ (50) die lebende madagassische *Podocnemis* als Tochterart an die Miozänart der gleichen Gattung in Ägypten an. Wie manche andere faunistische Beziehung weist dies darauf hin, daß die Insel bis dahin noch mit Afrika zusammenhing.

Im ganzen ist die Miozänfauna Ägyptens noch sehr dürftig bekannt. Einigermassen ergänzt wird unsere Kenntnis durch die Funde am Ostufer des Viktoriasees in Britisch-Ostafrika (20, 21, 53). Hier finden wir von Proboscidiern ein *Dinotherium*. Dieses bestätigt den schon früher gezogenen Schluß, daß die Dinotheriden ebenso wie die Mastodonten bereits in Afrika ausgebildet und fertig entwickelt nach Europa gelangt sein müßten. Dazu kommen die schon von Ägypten her bekannten

Rhinocerotiden und Anthrakotheriden, unter den Schildkröten die nordischen Trionychiden und die schon lange äthiopischen Podocnemiden und Testudiniden, unter den Fischen der ebenfalls äthiopische Lungenfisch *Protopterus*. Dagegen haben sich noch keine Reste z. B. von den Viverriden finden lassen, die auch auf alle Fälle im Miozän schon Afrika erreicht haben müssen, da sie sonst nicht in der madagassischen Fauna eine solche Rolle spielen könnten, wie sie dies tatsächlich tun.

Wir kommen nun zu der pliozänen Fauna des Natrontales (12, 81, 84, 99), die besonders in ihren Säugetieren einen noch ausgeprägter nordischen Charakter besitzt. Die alten äthiopischen Elemente treten vollständig zurück, ja sie fehlen vielleicht sogar ganz. Nur bei zweien kämen überhaupt denkbare Beziehungen zu der alten Fauna in Frage. Das sind einmal die Primaten und dann die Proboscidier. Die ersten sind durch den Semnopitheciden *Libypithecus* und eine zweite, noch unbestimmte Gattung dieser Familie vertreten (92). Diese schließen sich aber aufs engste an die Fauna der südeuropäischen und west- und südasiatischen Gebiete an, so daß wir sie unbedenklich als nordische Einwanderer ansehen können, wie das wohl überhaupt von der Mehrzahl aller lebenden afrikanischen Affen gelten wird. Stehen doch diese in so engen Beziehungen sowohl zu in Indien lebenden wie zu hier oder in der paläarktischen Region fossil gefundenen Formen, daß ein genetischer Zusammenhang angenommen werden muß. Natürlich werden sich die Catarrhinen auch in Afrika seit dem Oligozän weiter entwickelt haben, aber keine lebende Gruppe läßt sich mit einiger Wahrscheinlichkeit auf einen solchen rein äthiopischen Seitenzweig zurückführen, es müßten denn gerade die Meerkatzen der *Cercocebus*- und *Cercopithecus*-Gruppe sein, die man allein außerhalb des äthiopischen Afrika noch nicht gefunden hat.

Die Rüsseltiere vertritt eine unbestimmte Art von *Mastodon*. Hier läßt sich also nicht entscheiden, ob es sich um einen Überlebenden der alttertiären Tierwelt des Festlandes handelt oder um ein Glied der paläarktischen Fauna. Möglich sind an sich beide Fälle. Die anderen Huftiere zeigen dagegen die engsten Beziehungen zu Europa und sind sicher paläarktischen Ursprungs. Die Perissodaktylen sind durch ein *Hipparion* vertreten, also durch eine Gattung, die für das pliozäne süd-paläarktische Gebiet ganz besonders bezeichnend war. Ziemlich zahlreich finden wir Artiodaktylen. Von Boviden ist zunächst ein *Hippotragus* vertreten, der als Unterart eng an eine europäische Plioänart anzuschließen ist. Die ganze, heute auf die äthiopische Region beschränkte Gattung lebte damals von Deutschland und dem ganzen Mittelmeergebiet bis nach Indien ostwärts. Daran schließt sich eine Tragelaphinengattung, die noch nicht näher bestimmt ist. Auch die Tragelaphinen sind heute ganz vorwiegend äthiopisch mit einer einzigen indischen Gattung *Boselaphus* (*Portax*). Im Plioän gehörten sie dagegen ebenfalls der Mediterranfauna an und erstreckten sich von hier bis nach

China ostwärts. Man könnte ja nun vermuten, daß sich die Antilopen in Afrika entwickelt hätten, wo sie heute zweifellos am meisten entwickelt sind, und von hier später nach Europa und Asien vorgedrungen wären (75). Aber einmal treten sie mit den Hippotraginen bereits im Obermiozän Europas fossil auf, müßten also schon über die mitteltertiäre Landbrücke mit den Rüsseltieren und Affen nach Norden gelangt sein. Das wäre an sich natürlich möglich. Dagegen spricht aber, daß wir wohl im Norden in den primitiven Cerviden und Traguliden des Miozän und Oligozän Tierformen kennen, von denen sich die Boviden herleiten lassen, daß solche aber im Süden vollkommen fehlen, wie hier überhaupt Artiodaktylen in älteren als pliozänen Schichten noch nicht gefunden worden sind, abgesehen von den obenerwähnten Anthrakothe-riden und Anoplotheriden, die als Vorfahren der selenodonten Wiederkäuer nicht in Frage kommen können. So müssen wir unbedingt die Boviden des Natrontales als pliozäne Einwanderer von Vorderasien her ansehen.

Das gleiche gilt auch von den Giraffiden, deren Heimat DÖDERLEIN (75) ebenfalls in Afrika zu sehen geneigt war. Sie sind im Natrontale durch *Libytherium* vertreten, das sich eng an Gattungen vom Mittelmeergebiete bis nach Indien hin anschließt. Gerade die Verbreitung der neun bisher fossil bekannten Giraffengattungen ist sehr bezeichnend und beweist, daß sich im Pliozän eine ziemlich gleichmäßige Säugetierfauna nicht bloß über Südeuropa, Westasien und Indien, sondern wahrscheinlich auch über ganz Afrika ausbreitete, hat man doch in dessen tropischen Teilen z. B. das ursprünglich nur als mediterran bekannte *Helladotherium* wiedergefunden. Die ältesten Formen dieser Familie nun gehören dem indischen Obermiozän an (*Progiraffa*, *Giraffokeryx*), und da diese gleichzeitig die Brücke nach den holarktischen Paläomerycinen schlagen, so kann man nicht wohl daran zweifeln, daß auch bei dieser Seitenlinie des Artiodaktylenstammes die Ausbreitung vom Norden nach dem Süden zu erfolgt ist.

Noch sicherer gilt dies von den auch in der Natrontalfauna vertretenen Cameliden. Diese können sich ja nur in Nordamerika entwickelt haben, von wo *Procamelus* im Miozän Asien erreicht hat. Hier mag sich aus ihm die Gattung *Camelus* entwickelt haben (40), die dann im Unterpliozän anfang, in Afrika einzuwandern. Auch die durch *Sus* selbst vertretenen Schweine schließen sich an nordische Formen aus dem Oligozän und Eozän an, so daß auch nur im paläarktischen Gebiete ihre Heimat gesucht werden kann. Höchstens bei den Hippopotamiden (93) könnte man Zweifel über ihr eigentliches Ursprungsgebiet hegen. Sie sind heute ausschließlich äthiopisch, im Pliozän und Quartär aber auch madagassisch, indisch (bis Sumatra und Java) und europäisch. Ganz sicher schließen sie sich an die Suitherien an und gehören damit einer im Grunde nordischen Huftiergruppe an. Deshalb könnten sie sich natürlich trotzdem in Afrika entwickelt haben, um so mehr, als die meist als

ihre Stammform betrachteten Anthrakotheriden seit dem Oligozän in Afrika heimisch waren. Die Frage nach der Heimat von *Hippopotamus* läßt sich hiernach jedenfalls mit Sicherheit noch nicht entscheiden. Auf alle Fälle scheidet wohl Europa dafür aus, da wir sonst mehr Zwischenformen zu kennen erwarten müßten. Die Wahl kann nur zwischen Südasien und Afrika schwanken. Auch wenn aber die Flußpferde in Afrika heimisch waren, können wir sie doch noch nicht als äthiopisches Element betrachten. Ihr Vorhandensein im pliozänen Nil gibt dessen Fauna keinesfalls ein südliches Gepräge.

Durchaus nordischen Charakter haben auch die im Natrontale gefundenen Raubtiere (92). *Lutra* ist eine in Europa bis zum Obermiozän zurückreichende Gattung, die Lutrinen sind sogar aus dem Untermiozän bekannt, während die ganze Familie in zahlreichen Gattungen und Arten bis in das Unteroligozän zurückreicht. Auf der anderen Seite fehlt sie Madagaskar völlig, was unseren Schluß eines nordischen Ursprungs nur bestätigen kann. Ebenso haben nordischen Charakter die Hyäniden, die zwar auch in Europa und Asien erst seit dem Unterpliozän fossil bekannt sind, aber durch Zwischenformen an die in Europa bis zum Unteroligozän zurückreichenden Viverriden angeschlossen werden. Den in der Mitte der Tertiärzeit nach dem Süden gelangten Viverriden, wie wir sie besonders auf Madagaskar antreffen, stehen sie ganz fern. Als drittes Raubtier wird ein *Machairodus* angegeben. Hier reicht schon die Gattung in Europa bis zum Unteroligozän zurück, so daß damit die Einwanderung fast in noch höherem Maße gesichert ist.

Von Nagetieren kennen wir aus dem ägyptischen Pliozen nur eine *Lepus*-Art, leider ohne jede nähere Bestimmung. Auf alle Fälle gehört aber auch sie der pliozänen Einwandererschicht an, sind doch die Leporiden im ganzen im Norden seit dem Unteroligozän fossil bekannt. Ihre Heimat müssen wir nach den uns bekannten Fossilien in Nordamerika suchen, von wo sie sich zunächst nach Asien ausbreiteten. Europa wurde wahrscheinlich ebenso wie Afrika erst im Pliozen erreicht.

An diese Landsäugetiere schließen sich noch zwei marine Formen an, wie nicht anders zu erwarten, von durchaus mediterranem Charakter. Eine gehört zu den Halicoriden, die seit dem Eozän das Mittelmeer bewohnten, die zweite zu der Monachinengattung *Pristiphoca*, die im Pliozen außer im Mittelmeere auch in den westeuropäischen Meeren lebte.

Fassen wir alle diese Tatsachen zusammen, so sehen wir, daß tatsächlich im Pliozen Ägypten derart von nordischen Landtieren überflutet worden war, daß daneben die alten äthiopischen Elemente vollkommen zurücktreten. Unter den Säugetieren ist nicht ein einziges solches mit Sicherheit zu erkennen. Etwas anders liegen die Verhältnisse bei den anderen Wirbeltieren. Unter den Vögeln begegnet uns insbesondere eine *Struthio*-Art. Auch der Strauß war ein Glied der damaligen südaltweltlichen Fauna, gleichwie *Hipparion* oder die Giraffiden, denn man kennt Pliozenarten von ihm ebensowohl aus dem Mittelmeergebiet



und aus Indien. Diese Ausbreitung dürfte aber, wie wir schon oben angeführt haben, von Afrika ausgegangen sein. Die Übereinstimmung in der Verbreitung innerhalb eines bestimmten Zeitraumes braucht durchaus nicht auf die gleichen Ursachen zurückzugehen. Ein nordischer Ursprung der Strauße, den einzelne Forscher, wie LYDEKKER, anzunehmen geneigt sind, ergibt sich jedenfalls aus dieser Verbreitung allein noch nicht.

Unter den Reptilien setzen *Crocodilus* und *Tomistoma* die alttertiäre Süßwasserfauna des Nilgebietes auch ins Pliozän hinein fort, das gleiche gilt von der Pelomeduside *Sternothaerus*, die ein wirklich altäthiopisches Element darstellt (50). Neben ihr treffen wir ein nordisches in der schon seit dem Miozän in Ägypten heimischen Gattung *Trionyx* und einen noch jüngeren Einwanderer in der Emydine *Ocadia*. Diese ist heute ganz auf Ostasien beschränkt, lebte aber vom Eozän bis zum Miozän auch in Europa. Endlich kommt in den Schichten des Natrontales auch noch eine nicht näher bestimmte Pythonide vor, deren Herkunft sich daher nicht feststellen läßt. Denn während die Bovinen im Süden ihre Hauptentwicklung erfahren haben, müssen sich die Pythoninen im Norden herausgebildet und verzweigt haben. So können wir auch in der Reptilfauna des ägyptischen Pliozän durchaus kein Vorherrschen äthiopischer Formen feststellen. Auch hier sind diese schon stark durch nordische Einwanderer in den Hintergrund gedrängt. Auch die Pelomedusiden verschwinden mit dem Pliozän aus der Nilfauna.

Dagegen ist ein typisch äthiopisches Element die Welsgattung *Synodontis*, die zu der heute auf die neotropische, äthiopische und orientalische Region beschränkten Unterfamilie der Doradinen gehört. Diese haben sich offenbar in der Südatlantis entwickelt und waren darum über alle afrikanischen Binnengewässer verbreitet. Ein engerer Zusammenhang des Nilgebietes mit dem innerafrikanischen Systeme ist damit noch nicht bewiesen. Auffällig könnte ja erscheinen, daß wir diese Gattung erst im Pliozän fossil antreffen. Man könnte die Möglichkeit in Betracht ziehen, daß *Synodontis* doch erst später aus dem Süden eingewandert sei, vielleicht in Zusammenhang mit der Abfangung des unteren Bahr el Abiad, die dann schon im Unterpliozän erfolgt sein müßte. Aber das Fehlen der Doradinen in den älteren Schichten kann mindestens ebenso wahrscheinlich auf Zufälligkeiten in der fossilen Erhaltung beruhen. Ebenso wie die Bagrinen können auch die Doradinen im alttertiären Nil gelebt haben und erst nachträglich wieder aus dessen Fauna verschwunden sein.

Ein ebenfalls altäthiopisches Element in der Fauna des Natrontales bildet der *Protopterus* (94), der sich ebenfalls nach dem Pliozän ganz aus Unterägypten zurückgezogen hat. Die Süßwasserfischfauna hatte also in Ägypten entschieden äthiopischen Charakter, soweit sie uns Reste hinterlassen hat. Aber es handelt sich eben nur um zwei Gattungen und neben diesen hat es doch entschieden noch eine Menge anderer

Formen gegeben. Solange wir von diesen nicht wenigstens eine größere Anzahl kennen, kann man auf den »äthiopischen« Charakter der damaligen Nilfauna keine sicheren Schlüsse aufbauen. Der neben den beiden genannten Gattungen vorkommende Sparide *Dentex* muß als ein mariner Einwanderer aus dem Mittelmeer angesehen werden. Schon im Ober-eozän Italiens kennen wir mehrere fossile Arten von ihm.

Auch die Wirbellosen der Natrontalschichten weisen keinen äthiopischen Charakter auf. Sie sind fast durchweg marin oder höchstens brackisch. Von letzteren hat STROMER (95) die Schnecken *Hydrobia*, *Potamides* und *Melania* und den Muschelkreb *Cypris* erwähnt. Es sind also tatsächlich nur *Sternothaerus* und *Protopterus*, die die altägyptische Fauna im Pliozän vertreten; daran schließen sich allenfalls als sicher seit dem Tertiär afrikanisch, aber von Norden herkommend, *Tomistoma*, *Crocodylus*, *Trionyx* und vielleicht *Hippopotamus* an; von allgemein äthiopischem Charakter der Schichten kann also keine Rede sein.

Sehr spärlich sind fossile Reste im Quartär Ägyptens vertreten. Bezeichnenderweise sind es durchweg nordische Formen, die uns da entgegentreten. Die äthiopischen Protopteriden, Doradinen, Pelomedusiden, aber auch *Ocadia*, *Tomistoma*, *Struthio* sind verschwunden. Die Pliozänfauna setzt sich fort in *Hippopotamus* und *Trionyx*. Dazu kommen einige neue Formen. Die Boviden sind nur durch *Bubalus* vertreten, dessen indische Beziehungen ihn deutlich als von Südasien herkommenden Einwanderer erkennen lassen; die Giraffiden durch *Giraffa* selbst, die schon im Unterpliozän vom Mittelmeergebiet bis Südchina lebte. An Stelle von *Mastodon* tritt uns die moderne Gattung *Elephas* entgegen, deren Heimat mit aller nur denkbaren Sicherheit in Indien ermittelt worden ist, wo sie schon im Unterpliozän sich über *Stegodon* aus *Mastodon* entwickelt hat. An Stelle des Hasen tritt uns das Kaninchen (*Oryctolagus*) fossil entgegen, das europäische Beziehungen aufzuweisen hat. Von besonderem Interesse sind schließlich zwei Welse. Während die Siluriden vom Eozän bis zum Pliozän durchweg Gruppen mit südlicher Verbreitung angehörten, haben wir nunmehr Formen vor uns, die ebenso entschieden auf eine nordische Heimat hinweisen. *Clarias* tritt zuerst im Unterpliozän von Indien auf und hat sich über die äthiopische und orientalische Region weit verbreitet, nur im ehemals äthiopischen Teile des Mittelmeergebietes sonst noch heimisch. Seine ganze Unterfamilie zeigt ähnliche Verbreitung, hat aber auch Australien erreicht, was besonders beweist, daß diese Clariinen von Asien ausgegangen sein müssen. *Bagrus* gehört zwar zu einer Unterfamilie, die schon im Alttertiär im Süden heimisch war, wie wir oben gesehen haben, die aber zugleich auch im Norden gelebt hat. Das beweisen einmal fossile Reste, dann aber auch die Verbreitung vieler Gattungen. *Bagrus* selbst steht indischen Gattungen nahe und ist daher wohl sicher von Indien her nach Afrika eingewandert, ebenso wie der verwandte, jetzt rein tropisch-

äthiopische *Chrysichthys*, dem auch eine fossile Art im indischen Unterpliozän angehört.

Wir haben nun gesehen, wie die altäthiopische Fauna seit dem Obereozän allmählich immer mehr mit nordischen Formen durchsetzt wurde, besonders entschieden im Plioizän und Quartär, und wie die alte Fauna dabei mehr und mehr zurückgedrängt wurde. Nun erübrigt sich nur noch ein ganz kurzer Blick auf die heutige Fauna des ägyptischen Nil zu werfen, um an der Hand des bisher Ausgeführten ihre Wurzeln festzustellen. Unter den aquatischen Säugetieren ist das Flußpferd heute aus dem unteren Ägypten ganz verschwunden. Es ging ebenso auf paläarktische Einwanderer zurück wie *Lutra*. Die Landsäugetierwelt Ägyptens hat noch ausgeprägter nordischen Charakter. Nur die Hyracoiden sind mit *Procavia* und die Stachelschweine mit *Hystrix* als letzte Überbleibsel der altäthiopischen Fauna bis in die Gegenwart erhalten geblieben, aber auch nur mit einer einzigen Art. Bei diesen Tieren hat sich also der im Jungtertiär beginnende Prozeß der Zurückdrängung äthiopischer Formen bis in die Gegenwart fortgesetzt.

Unter den Reptilien ist *Crocodylus* offenbar seit dem Eozän ein ständiger Bewohner der ägyptischen Gewässer gewesen. Unter den Schildkröten gilt das gleiche für *Trionyx* seit dem Miozän. *Testudo* hat zwar schon vortertiär Afrika erreicht, die heutigen Bewohner Ägyptens sind aber nach ihren Beziehungen als junge Einwanderer anzusehen. Die Pelomedusiden sind heute im Sinaigebiete durch eine Art von *Pelomedusa* vertreten. Da diese Gattung schon im Unteroligozän in Ägypten lebte, könnte man an eine Reliktenverbreitung denken. Dem steht aber einmal der Umstand entgegen, daß die Gattung aus dem Miozän und Plioizän nicht bekannt ist, ganz besonders aber die Tatsache, daß es sich nicht um eine besondere Art handelt, sondern um die über die ganze äthiopische Region und selbst über Madagaskar verbreitete *P. galeata*. Das Alter dieser Art können wir unmöglich so weit zurückdatieren. Es ist darum wahrscheinlicher, anzunehmen, daß die Pelomedusen erst nachträglich wieder nach Nordostägypten vorgedrungen sind, daß sie, dem Nilgebiete im Jungtertiär zeitweilig fremd geworden, erst im Quartär wieder einwanderten, als der Sudan in das Nilgebiet einbezogen wurde, und daß der nach Suez zu fließende Nil ihnen dann den Weg nach der Sinaihalbinsel wies.

Unter den Schlangen Ägyptens bilden ein entschieden äthiopisches Element besonders die Glauconiiden, die ihrer Verbreitung nach nur in der Südatlantis heimisch gewesen sein können. Sie mögen ebenso alte Bewohner des Nillandes sein wie die Boinen. Sonst sind meist nordische Gruppen vertreten, wie die Viperiden, Erycinen, die meisten Colubrinen, Elapinen u. a. Ähnlich liegen die Verhältnisse bei den Eidechsen, bei denen wir leider durch keine fossilen Reste in unseren Schlüssen gestützt werden, bei denen wir aber nach ihrer Verbreitung doch deutlich nordische Familien wie die Lacertiden und Varaniden

von südlichen wie den Amphisbäniden und Chamäleontiden unterscheiden können.

Wichtiger sind für unsere Frage die Süßwasserfische, mit denen sich besonders BOULENGER (48, 49) und PELLEGRIN (64, 65, 66, 67) befaßt haben: nach letzterem (66) gehört der Nil, abgesehen von den abessinischen Gebieten und dem Viktoriasee, seiner Fischfauna nach der mesopotamischen subäquatorialen Unterregion an, die alle großen Flüsse nördlich vom Äquator umfaßt. Unter den im Nil jetzt heimischen Fischfamilien müssen viele als spezielle Einwanderer aus dem Meere betrachtet werden, wie die Tetrodontiden, Gobiiden, Serraniden, Anguilliden (39). Andere sind sicher nordische Einwanderer, die von Westasien oder Indien her gegen Afrika vorgedrungen sind. Hierher gehören die Mastacembeliden und Cypriniden, von den Siluriden die Clariinen und wenige Bagrinen, sowie einige Cyprinodontinen, wie *Fundulus*. Alle diese Formen sind als seit dem Pliozän eingewandert anzusehen.

Eine ganze Reihe von Familien gehört der alten äthiopischen Fauna an. Von diesen neun Familien finden sich aber sechs nicht im unteren Nil, die Mormyriden bis Oberägypten, die Polypteriden und Characiniden bis Nubien, die Lepidosireniden und Osteoglossiden bis Chartum und die Cromeriiden nur im Weißen Nil. Von diesen Familien haben, wie wir sahen, nur zwei in Ägypten fossile Reste aufzuweisen, die Polypteriden im Obereozän, die Lepidosireniden im Oligozän und Pliozän. Bei den ersteren ist also ein Durchhalten der Familie in der Nilfauna bis in die Gegenwart durchaus nicht gesichert. Es läßt sich nach den fossilen Resten durchaus nichts gegen die Annahme einwenden, daß die Polypteriden im isolierten Urnilgebiete durch die Neueinwanderer verdrängt wurden und erst wieder etwas an Boden gewannen, als die an diesen Fischen reichen innerafrikanischen Gewässer mit dem Nil in Verbindung traten. Auch bei *Protopterus* ist diese Annahme einer Zurückdrängung seit dem Pliozän glaubhaft, fehlt dieser doch im Urnilgebiete noch heute vollständig. Diese beiden fossil vertretenen Familien sprechen also nicht gegen unsere anfangs vertretene Annahme. Bei den anderen vier Familien ist aber erst recht eine spätere, quartäre Einwanderung wahrscheinlich.

Bis in den Unternil kommen nur drei Familien, die wir als äthiopisch bezeichnen können. Von diesen sind die formenreichen Cichliden fossil aus Ägypten nicht bekannt. Da sie in Afrika vom Mittelmeer her eingewandert sein müssen, kommen sie doch in dessen oberer Kreide vor, so liegt die Annahme nahe, daß sie auch im Urnil heimisch waren. Aber die heutigen Nilchromiden können doch nicht auf so alte Formen zurückgehen, gehören sie doch der äthiopisch-madagassischen Gattung *Tilapia* an, meist sogar äthiopischen Arten, so daß auch bei dieser Familie eine quartäre Einwanderung höchst wahrscheinlich ist. Das gleiche gilt von den Cyprinodontiden. Von den Siluriden endlich sind die äthiopischen Doradinen wieder aus der ägyptischen Nilfauna verschwunden,

ebenso von den Bagrinen die ihr im Eozän angehörigen Formen, so daß es zweifelhaft ist, ob wir überhaupt eine im Nil lebende Gattung dieser Unterfamilie als äthiopisch bezeichnen können.

Die Fischfauna widerspricht also unter voller Berücksichtigung der fossilen Formen ganz gewiß nicht unserer Annahme, daß der Urnil zunächst von äthiopischen Formen bewohnt war, die dann durch paläarktische und indische Formen zurückgedrängt wurden, bis im Quartär das äthiopische Element durch die Einbeziehung des Sudannils eine neue Verstärkung erfuhr. Von einer »völlig einwandfreien Widerlegung« unserer Ansichten durch die fossilen Funde (98, S. 400) kann nicht im geringsten die Rede sein, eher schon von einer ganzen Reihe von wertvollen Bestätigungen.

Auch bei den Mollusken können wir keinen Widerspruch zu unseren Ansichten erkennen. KOBELT gibt im ganzen 113 Arten aus Ägypten an. Darunter sind nur 11 als sicher äthiopisch anzusehen, möglicherweise noch dazu die drei Arten der Landschnecke *Succinea* und eine der Ferrusacide *Coelostele*, die zwar auch vom Norden herkommen muß, aber wahrscheinlich schon im Mesozoikum nach Afrika gelangt ist (37, S. 28). Die sicher äthiopischen Formen gehören alle der Nilfauna an. Es sind dies unter den Muscheln die Ätheriide *Aetheria*, die Muteliden *Mutela*, *Spatha* und *Eupera*, von Deckelschnecken die Ampullariden *Ampullaria*, *Cleopatra* und *Lanistes*. Von diesen sieben Gattungen waren drei im ägyptischen Oligozän, je eine im Eozän und Senon vertreten. Das ist ganz natürlich, da wir in diesen Formationen andere als äthiopische Formen im Nil nicht wohl erwarten können. Im Pliozän erfolgte dann die Überschwemmung mit nordischen Formen von Syrien her. Ob die äthiopischen Formen damals noch weiter zurückgedrängt wurden als gegenwärtig und dann wieder im Quartär vorstießen, läßt sich auf Grund der Fossilfunde überhaupt nicht entscheiden. Nach der Analogie der Fischfauna ist es jedenfalls nicht unwahrscheinlich. Besonders bei *Aetheria* ist es übrigens noch gar nicht ausgemacht, ob selbst ihre Familie dem alttertiären Nil angehört hat.

So können wir auch auf Grund der paläontologischen Daten an der Annahme festhalten, daß das heutige Nilgebiet aus drei verschiedenen Elementen zusammengeschweißt worden ist. Das eine umfaßte den Nil etwa von Chartum abwärts, den tertiären Urnil. Das abessinische Gebiet gehörte einem erythräischen Flußsysteme an, der größte Teil des Weißen Nils dem Urscharisystem. In dem letzteren Gebiet haben wir das eigentliche Entwicklungszentrum der typisch äthiopischen Süßwasserfauna zu sehen, die sich hier, ungestört durch fremde Einflüsse, weiter entwickeln konnte und auch seit dem Pliozän nur verhältnismäßig wenige nordische Elemente in sich aufnahm. Im Urnilgebiete machte sich der paläarktische Einfluß früher und stärker geltend und drängte den äthiopischen weit zurück. Die Verbindung mit dem Weißen Nil gestattete aber weiteren äthiopischen Formen, sich stromabwärts auszubreiten.

Am stärksten wurde das erythräische Gebiet beeinflußt, dem z. B. die Polypteriden fehlen, während die Mormyriden, Characiniden und Cichliden sehr spärlich vertreten sind, die Cypriniden dagegen sehr reich (49). Die späte Abfangung dieses Gebietes durch den Nil und die größere Schwierigkeit für die äthiopische Fauna, sich stromaufwärts auszubreiten, haben es verhindert, daß hier bis heute eine wesentliche Faunenmischung eintrat. Die spärlichen hier vorkommenden äthiopischen Formen, wie z. B. auch die Lepidosireniden, Siluriden, Kneriiden, Cyprinodontiden sind eher als Überbleibsel der alttertiären Fauna anzusehen. Diese wesentliche Verschiedenheit zwischen den abessinischen Gewässern und den ägyptischen und erst recht dem Sudannil spricht entschieden gegen die Annahme von TRISTRAM (100), GREGORY (51) und KOBELT (56, S. 99; 57), nach der der obere Nil einstmals ostwärts von Abessinien nach dem Roten Meere hin abgeflossen sein soll.

So zeigt uns diese Übersicht über die Paläogeographie des Nillandes in den letztvergangenen Perioden, wie weder die stratigraphische Geologie noch die Morphologie, weder die Paläontologie noch die Biogeographie allein die sichere Grundlage für paläogeographische Feststellungen geben kann, sondern wie es der Zusammenarbeit aller dieser Wissensgebiete bedarf, um in den verschiedenen Fragen zur Klarheit zu kommen. Jede einzelne Lösungsmethode läßt zahlreiche Probleme unbestimmbar, ja sie verleitet oft direkt zu Trugschlüssen, die erst bei vergleichender Anwendung der anderen Methoden als solche erkannt werden. Deshalb müssen auch diese Methoden in ihrer Bedeutung voll gewürdigt werden, und es geht nicht an, eine als nebensächlich ganz beiseite zu schieben, wie das wohl gelegentlich geschieht, sei es, daß die Biogeographen die geologischen und paläontologischen Feststellungen nicht genügend beachten, sei es, was in neuerer Zeit besonders festzustellen ist, daß die Geologen die Folgerungen und Forderungen der Biogeographen bei ihren Rekonstruktionen nicht mit berücksichtigen.

---

# Die Wurzeln der alpinen Überschiebungsdecken.

Von Otto Wilckens (Straßburg i. E.).

## I. Teil.

### Die Wurzeln der ostalpinen Decken im südlichen Graubünden und der bündnerischen Gneis-Deckfalten.

Mit 1 Textfigur.

#### Literatur.

- CORNELIUS, H. F., Zur Kenntnis der Wurzelregion im unteren Veltlin. — N. Jahrb. f. Min., Geol., Pal. Beil.-Bd. 40. S. 253—263. Taf. III. IV. 1915.
- RADEFF, W. G., Geologie des Gebietes zwischen Lago Maggiore und Melezza (Centovalli). — Eclog. geol. Helv. XIII. S. 485—533. Taf. XIV. XV. 1915.
- ROOTHAAN, H. PH., Tektonische Untersuchungen im Gebiet der nordöstlichen Adula, mit Bemerkungen zur Tektonik und Orogenese der penninischen Decken überhaupt. — Vierteljahrsschrift d. Nat. Ges. Zürich. 63. S. 250—288. 1918.
- STAUB, R., Zur Tektonik der südöstlichen Schweizeralpen. — Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz. N. F. Lief. 46. I. Abt. 1916.
- STAUB, R., Tektonische Studien im östlichen Berninagebirge. Vierteljahrsschr. d. Nat. Ges. Zürich. 61. S. 324—407. Taf. I. II. 1916.
- STAUB, R., Über Faciesverteilung und Orogenese in den südöstlichen Schweizeralpen. — Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz. N. F. Lief. 46. III. Abt. 1917.

Seitdem vor einigen Jahren in dieser Zeitschrift<sup>1)</sup> über die Lage der Wurzeln der Überschiebungsdecken in den Alpen berichtet wurde, sind zur Beantwortung dieser Frage wertvolle neue Beiträge geliefert worden. Wir sehen heute in vieler Beziehung bereits klarer, so daß es sich lohnt, einmal wieder den Stand unserer Kenntnisse zusammenzufassen.

Im südlichen Graubünden lassen sich nach R. STAUB (1916) von unten nach oben folgende Decken unterscheiden:

1. die Molare Deckfalte,
2. die Bündner-Schieferdecke des Lugnetz,
3. die Aduladecke,
4. die Gneisschuppe von Vals,
5. die Tambodecke,
6. die Surettadecke,
7. die Schamser Decke,
8. die Prättigaudecke,
9. die rhätische Decke,
10. die Selladecke,
11. die Errdecke mit der Albuladecke,

<sup>1)</sup> Geol. Rundschau. 2. S. 314—330. 1911.

12. die Berninadecke,
13. die Languarddecke,
14. die Campodecke,
15. die Bergüner Decken,
16. die Silvrettadecke.

Von diesen Decken haben die meisten eine gut entwickelte kristalline Unterlage; nur 2., 4., 8. und 15. machen davon eine Ausnahme.

Wir wollen nun mit R. STAUB diese Decken bis zu ihren Wurzeln verfolgen.

1. Die Molare Deckfalte. Sie wird von der überlagernden Aduladecke durch Bündnerschiefer getrennt, die sich südwärts bis Compravasco verfolgen lassen, dann aber aufhören. Das bedeutet, daß Molare- und Aduladecke sich im südlichen Blagnotal vereinigen und demnach eine gemeinsame Wurzel haben müssen. Beide sind übrigens nach R. STAUB nur Teile der einen großen Tessiner Gneismasse, die nach W. bis an die Bündnerschiefer des Fensters von Crodo im Antigoriotal reicht.

2. Die Bündner-Schieferdecke des Lugnetz. Der Triaszug Campo (Val Camadra)—Priden legt sich auf die Bündnerschiefer des Gotthardmassivs und bildet die Unterlage der Lugnetzer Bündnerschiefer. Sie geht nach R. STAUB unter die Adula-, wahrscheinlich sogar unter die Molare Decke und stammt daher von einer tieferen Tessiner Gneisdeckfalte. Aber genauere Untersuchungen stehen noch aus. Es sei hier vorweg bemerkt, daß nach ROTHHAAN diese Lugnetzer Schuppen der Lebendungneisfalte des Simplongebietes entsprechen. Zwischen diese Decke und die des Molare schiebt sich noch die des Simano ein.

3. Die Aduladecke, mit der sich die Molare Decke, wie gesagt, vereinigt, verfolgen wir in ihrer Ausdehnung am besten, indem wir ihrem Mesozoikum nachgehen, das sie von der hangenden Tambodecke trennt. Diese Mulde läuft ins Misox und zum Passo della Forcola. Noch südlich derselben kommt Triasdolomit vor, und demselben Zuge gehören auch die grünen Gesteine zwischen Chiavenna und Bondo an. Bei Bondo finden sich unter den Tambogneisen noch weißer Marmor und grauer Kalk. Der Adulagneis setzt sich vom Adulagebirge aus in den langen Kämmen zwischen Tessintal, Val Cabanca und Misox fort und geht allmählich in die Zweiglimmergneise des Tessin über. Im Gebiete des Tessintals lagern die Gneise etwa bis Claro (nördlich von Bellenz) flach, südlich davon senken sie sich in flachem Bogen in die Tiefe.

Im Tessintal liegt eine Kulminationszone des gesamten Deckenbaues. Von hier ostwärts besitzen alle Decken östliches bis nordöstliches Axialgefälle, das ja auch das Adulagebirge beherrscht. Im Misox fallen die Gneise bis südlich von Lostallo flach nach NO.; bei Dosseda aber fallen die untersten Gneisbänke plötzlich steil (mit über 70°) nach NO., ebenso bei Cama. Das ist so zu deuten, daß die Gneise hier ein südwärts überkipptes Gewölbe mit flachem N.- und überkipptem, steil N.-fallendem Südschenkel bilden. Die Umbiegung des Gewölbes be-



zeichnet den Deckenscheitel (das Joch), der steilgestellte Südflügel die Wurzel der Decke. Der Verlauf dieser letzteren wird etwa durch die Orte Claro im Tessin-, Bucano im Calanca- und Cama im Misoxtal, bezeichnet.

Östlich des Piano di Chiavenna gehört die Kette zwischen dem unteren Bergell im N. und dem Val Codera im S. noch zur Aduladecke. Auch hier bilden ihre Gneise, wie aus CORNELIUS' Forschungen hervorgeht, ein nach S. überkipptes Gewölbe. Im O. und S. wird hier die Wurzelzone der Aduladecke durch die tertiären Stöcke des Disgrazia- und des Novategranits abgeschnitten.

Westlich des Piano di Chiavenna wird die Wurzelzone der Aduladecke durch den Marmorzug Algaletta—Castaneda gebildet. An ersterem Orte (nördlich von Castione) liegen über dem Tessiner Orthogneis Marmore und Kalksilikatfelse von 60—70 m Mächtigkeit (Streichen ONO., Fallen 75—80° SSO.). In der östlichen Fortsetzung dieses Zuges liegt die Marmorlinse von San Vittore-Giova und dann bei Castaneda eine 1—8 m mächtige Linse von Marmoren und Kalksilikatfels.

4. Die tektonische Zugehörigkeit der Gneisschuppe von Vals, die WILCKENS als Stück der Tambodecke zu betrachten geneigt war, läßt STAUB unentschieden. Ihre Augengneise brauchen nicht auf die Tambodecke hinzuweisen, STAUB kennt solche auch aus dem südlichen Teil der Aduladecke. Das ganze Element ist nach STAUB von geringerer Bedeutung. Nach ROOTHAAN, der den Namen »Aduladecke« ganz fallen läßt, umfaßt diese eine ganze Anzahl von Decken, zu denen auch die »Valser Schuppen« gehören. All diese Decken sind aber Zerteilungen einer gemeinsamen Adulastammdecke und haben daher auch eine gemeinsame Wurzel.

5. Die Tambodecke. Ihre Stirnumbiegung ist am Pizzo Tambo (westlich des Splügenpasses) deutlich sichtbar. Die Decke wird gegen ihr Liegendes durch den Sedimentzug begrenzt, den wir bereits verfolgt haben. Auf der Linie Passo della Forcola—Gegend von Bondo heben sich ihre Gneise heraus und streichen in die Luft aus. Das ist der Ansatz zu dem großen Umbiegungsknie, mit dem sich die Tambo- über das Knie der Aduladecke hinüberwölbt. Mit anderen Worten: So wie die Aduladecke so steigt auch die Tambodecke im Süden mit steilgestellter Wurzel empor und dehnt sich dann nach N. flach aus. Sie sowohl als auch die Aduladecke bieten also das bezeichnende Bild der alpinen Überschiebungsdecken. Teilweise sind die Wurzeln überkippt und fallen steil nach N.

Das Mesozoikum der Tambodecke, das diese von der darüber folgenden Surettadecke trennt, die sog. Splügener Mulde, läßt sich von Splügen über den Splügenpaß, über Madresimo und den Lago di dentro ins Bergell verfolgen, wie es bereits auf der Geologischen Übersichtskarte der Schweiz 1 : 500 000, 2. Aufl., dargestellt ist. Die allerletzte Spur dieses Zuges findet sich in der Gegend von Piannesto in Gestalt kleiner

Marmorlinsen. Östlich von Promontogno sind Tambo- und Surettadecke nicht mehr voneinander getrennt, sondern verschmelzen. Da es sich hier noch um flach lagernde Deckenteile handelt, muß die steilgestellte Wurzel beiden Decken gemeinsam sein. Im Bergell wird die vereinigte Tambo-Surettadecke im O. schräg durch den intrusiven Disgraziastock abgeschnitten.

Die gemeinsame Wurzel der Tambo- und Surettadecke ist südlich der Adulawurzel, also südlich des Marmorzuges Algaletta—Castaneda zu suchen, nämlich in der Gneiszone von Roveredo. Dieselbe ist im Tessintal nur 250, bei Roveredo aber mehr als 3000 m mächtig. Ihr Hauptgestein ist Zweiglimmergneis. Selten finden sich Amphibolit- und Granatglimmerschieferlagerungen, häufiger solche von granatführenden Psammitgneisen. In ziemlich großer Verbreitung durchschwärmen diese Zone Granatplit- und Pegmatitgänge. Es ist dies der Anfang der weiter südlich noch großartiger entwickelten salischen Injektionen der Tertiärzeit. Die Gneise fallen im Tessintal steil südlich, östlich von Roveredo steil nördlich. Auch hier besteht also die Überkipfung des Umbiegungsknies des Deckenscheitels.

Den südlichen Abschluß der Gneiszone von Roveredo bildet der Marmorzug von Castione, der bis jetzt bis Val Traversagna verfolgt ist. Im Winkel zwischen Tessin und Monsa 700 m wird er nach O. weniger mächtig. Er besteht aus Marmoren (z. T. mit dunklen Schlieren) und mannigfaltigsten Kalksilikatfelsen sowie einzelnen Amphiboliten. Es sind durch zahllose Pegmatite und Aplite injektionsmetamorphosierte Kalke, Kalktonschiefer (z. T. graphitführend) und vereinzelte Grünschiefer, also eine Gesteinsvergesellschaftung wie die Bündnerschiefer, während eine solche im alpinen Paläozoikum fehlt. Die Marmore stimmen mit den Misoxern überein (die sich in die mesozoischen Bündnerschiefer des Rheinwalds fortsetzen), die Amphibolite von Castione mikroskopisch und chemisch mit den Grünschiefern der Bündnerschiefer.

6. Die Surettadecke. Sie verschmilzt, wie schon erwähnt, mit der Tambodecke, und die Wurzel ist deshalb beiden gemeinsam. Auch diese Wurzelzone wird im O. vom Novate- bzw. Disgraziagranit querüber abgeschnitten. Im Gegensatz zu den tieferen wird aber die Surettadecke östlich des Disgraziamassivs noch einmal sichtbar, nämlich in dem im Malencoserpentin geöffneten Fenster der Gneise von Lanzava. Daß diese zur Surettadecke gehören, ergibt sich aus folgendem: Auf die nach O. untersinkenden Surettagneise legt sich Trias, die vom Avers über das Gletscherhorn bis ins Bergell oberhalb Vicosoprano verfolgt werden kann. Darüber folgen die Bündnerschiefer des Avers, in denen sich vom Piz Giott gegen S. mächtige Grünschiefer einstellen. Diese lassen sich über Val Maroz—Casaccia—Murettopaß in den Malencoserpentin verfolgen, die somit zur mesozoischen Hülle des Surettagneises gehören<sup>1)</sup>. Unter ihm erscheint am Mte. Motta wieder die Trias

<sup>1)</sup> Vgl. »Das oberengadiner Gebirge« usw.

und darüber bei Lanzada Gneis und Glimmerschiefer. Wenn die Gneise hier zutage treten, so liegt das daran, daß hier ein Fenster im Joch der Decken geöffnet ist. Hier läuft der mehrfach erwähnte Deckenscheitel durch. Dicht südlich von diesem Gneisaufbruch muß die Wurzel der Suretta-Tambodecke liegen. Nicht viel weiter südwärts liegt bereits die Wurzel der rhätischen Decke.

7. Die Schamser Decken (Zone der Marmore, Zone der unteren Breccie, Zone der oberen Breccie H. L. F. MEYERS), sowie auch die Splügener Kalkberge sind nach STAUB von ihrer Unterlage abgescherte, passiv nach N. geschleppte Teile der rhätischen Decke, so daß ihre Wurzel mit derjenigen dieser letzteren identisch ist. Das gleiche ist nach R. STAUB für die Prättigaudecke ZYNDELS anzunehmen.

8. Die rhätische Decke. Östlich des Serpentinegebietes von Malenco sinken die höheren Decken mit starkem Axialgefälle zur Tiefe. Dies östliche Absinken beherrscht die ganze Tektonik östlich der transversalen Kulminationszone des Tessintals. Das Vorhandensein des im Streichen der Decken liegenden Deckenscheitels und der Erosion hat zur Folge, daß hier der Zusammenhang der steilen Wurzel- und der flachen Deckenteile der höheren Decken getrennt sind, so daß eine Verbindung nur noch im O. um den Serpentin herum vorhanden ist. Man denke sich eine Anzahl von Pantoffeln mit ihren vorderen Teilen ineinander gesteckt und die Spitzen nach O. geneigt. Von jedem Pantoffel ist dann nur eine schmale, nach O. konvexe, bogenförmige Zone sichtbar, bis auf den obersten Pantoffel, der ganz sichtbar ist. Das Innere des innersten Pantoffels, den in unserem Vergleich die rhätische Decke bildet, wird von Malencoserpentin erfüllt; der oberste Pantoffel ist die Campodecke.

Vom Septimerpaß an kann man in s.ö. Richtung die Auflagerung der Gneise der rhätischen Decke auf das Mesozoikum der Surettadecke über den Murettopaß, dann am Südrand des Berninagebirges bis ins Puschlav verfolgen. Dann biegt der Ausbiß der Decke westwärts in ihre Wurzelzone.

Die Wurzel der rhätischen, der Err-Sella- und der Bernina-Languarddecke habe ich schon in meinem Sammelreferat über das Oberengadin (Geol. Rundschau, Bd. 8, 1917, S. 210 ff.) geschildert, worauf hier verwiesen sei, um nicht manches wiederholen zu müssen. Diese Wurzelzone streicht vom Puschlav in ONO.—WSW.-Richtung auf etwa 50 km Länge vom Puschlav zum N.-Ende des Comersees. Sie wird vom Disgraziastock quer durchbrochen. Die Wurzelzonen der Err-Sella-, Bernina-Languard- und der Campodecke vereinigen sich gegen Westen allmählich miteinander, so daß man südlich des Disgraziamaßivs nur noch eine Wurzel der rhätischen und südlich davon eine Wurzel der unterostalpinen Decken zu unterscheiden vermag. Diese beiden Wurzeln sind nun nach W. hin zu verfolgen.

Wie erwähnt, bildet nach R. STAUB der Marmorzug von Castione

die Südgrenze der Tambo-Surettawurzel (Gneis von Roveredo). In der südlich folgenden Gneiszone wäre demnach die Wurzel der rhätischen (auch Schamser usw.) Decke zu vermuten. Diese nächste Zone nennt R. STAUB die Zone von Arbedo. Diese wird durch eine außerordentlich starke Injektion mit saurem Eruptivmaterial gekennzeichnet, deren Anzeichen bereits im Zug von Castione- und Roveredogneis sehr deutlich sind (s. o.).

Das verbreitetste Gestein der 2—2<sup>1</sup>/<sub>2</sub> km breiten Zone von Arbedo (einem Ort nno. von Bellenz) ist Biotitgneis in Form von Bänder-, Lagen- und Adergneis. Ferner finden sich Biotit- und Zweiglimmerschiefer und -gneise, grünliche Muscovitgneise, Amphibolite (mehr im S. als im N.) und (im S.) Peridotite und Serpentine. Die ganze Zone wird von einem einheitlichen granit-aplitischen Magma durchtränkt, teils durch pneumatolytische Injektion, teils durch Einschmelzung. Von mächtigen Pegmatitgängen gibt es alle Übergänge bis zu haarfeinen aplitischen Adern. Wahrscheinlich steckt unter der Injektionszone ein zusammenhängendes Granitmassiv. Das Streichen der Gesteine ist im allgemeinen W.—O., das Fallen im nördlichen Teil der Zone saiger, im südlichen steil nördlich.

Die Disgraziamasse unterbricht den Zusammenhang der Arbedozone mit den Wurzelzonen des unteren Veltlins. Auch hängt die Arbedozone nicht mit vorderen Deckenteilen zusammen. Nur aus dem Zusammenhang der Gneiszone Claro—Misox einerseits und demjenigen der Zone von Bellenz (s. u.) mit der Veltliner Wurzel der unterostalpinen Decken andererseits läßt sich schließen, daß die dazwischenliegenden beiden Gneiszonen die Wurzeln der Tambo-Suretta- und der rhätischen Decke sind.

Im S. wird die Arbedozone durch den Marmorzug von Tabio begrenzt, der leider nur mangelhaft aufgeschlossen ist. Bei Tabio erscheint er in Gestalt zweier saiger stehenden Marmorlagen von 4—5 und 6—7 m Mächtigkeit, von denen die nördliche in ihrer Gesteinsbeschaffenheit dem Marmor des Castionezuges gleicht.

9. Die unterostalpine Stammdecke (vereinigte Err-Sella-, Bernina-Languard- und Campodecke). Im Wurzelgebiet des unteren Veltlin verschmelzen die Wurzeln dieser Decken gegen W. Der nördliche Teil der »nördlichen Gneiszone« CORNELIUS' ist die Wurzel der rhätischen, der südliche die der Err-Selladecke, die Zone von Brusio die der Bernina-Languarddecke. Über diese Zone ist schon in meinem Sammelreferat über das Oberengadin (s. Geol. Rundschau, Bd. 8, 1917, S. 210 ff.) berichtet. Die »südliche Gneiszone« von CORNELIUS ist, soweit sie von den anderen Zonen im O. geschieden ist, die Wurzel der Campodecke.

CORNELIUS' »südliche Gneiszone« bildet einen sehr bunt zusammengesetzten, O.—W. gerichteten Streifen, der in meridionaler Richtung vom Südrand der Brusiozone bis an die Talsohle des Veltlins reicht.

Doch müssen die Morbegnoschiefer, die CORNELIUS zu dieser Zone hinzurechnete, von ihr ausgenommen werden.

Die Gesteine der südlichen Gneiszone, soweit sie Campowurzel ist, sind folgende: Das Grundgerüst bilden phyllitische Gesteine. Sie sind feinschiefrig, dunkel gefärbt und zeigen z. T. eine Wechsellagerung von phyllitischen und quarzitischen Lagen, woraus dann schließlich dünnplattige Glimmerquarzite entstehen, die mit HAMMERS Pejoquarzen in der Ortlergruppe übereinstimmen, während die ganze Gesteinsfolge mit den »Quarzphylliten« der österreichischen Geologen identisch ist. Starke Fältelung ist häufig. Durch Auftreten größerer Biotite und Zunahme der Korngröße bei allen Gemengteilen gehen aus den Phylliten hochkristalline, stets biotitreiche Gneise hervor. Ferner finden sich dunkle, gleichmäßig feinschuppige, biotitreiche Glimmerschiefer und graue, serizitische Schiefer, z. T. mit unregelmäßigen quarzreichen Linsen. Diese Biotitgesteine sind durch Pegmatite kontaktmetamorphosierte Quarzphyllite und gleichen den Tonaleschiefern, in deren streichender Fortsetzung gegen W. sie liegen. Die Phyllite und mit ihnen Augengneise bauen die Combolomasse (CORNELIUS) auf, die Biotitgneise bilden die Tonalezone. Mit diesen letzteren treten Marmore, Amphibolite und Pegmatite auf. Letztere verursachen die Metamorphose. Die Marmore sind blaugraue, selten weiße, gebänderte oder geflammte, feinkörnige, niemals dolomitische Gesteine. Die Pegmatite injizieren sie in Form von Knollen, Linsen, Bändern und Schlieren, an deren Kontakt Granat, Pyroxen, Plagioklas und Klinozoisit auftreten. Der normale Typus der Pegmatite ist grobkörnig (2—3 cm große Gemengteile). Hauptgemengteile sind: farbloser oder violettblauer Quarz, weißer oder blaugrauer Orthoklas, heller Glimmer; Turmalin tritt akzessorisch auf. Die Marmore sind von THEOBALD und SALOMON für Trias, von REPOSSI, HAMMER, SPITZ und DYHRENFURTH für syngenetisch mit den kristallinen Schiefern gehalten worden. CORNELIUS erklärt die Marmore für prätriadisch, also paläozoisch oder noch älter, weil die Pegmatite die sichere Trias von Dubino, des Joriopasses, von Sass Pel bei Gravedona und des Mte. Padrio nicht injizieren. Falls es sich aber bei diesen Pegmatiten um die tertiäre Injektion handelt, die wir aus dem Tessin kennen, würde dieser Beweis hinfällig sein, da die erwähnten Triasvorkommen außerhalb der Injektionszone liegen; aber STAUB nimmt für die Marmore der Zone von Bellenz, von denen noch die Rede sein wird, ebenfalls prätriadisches Alter an und hat diese Marmore auf seiner »Tektonischen Karte der südöstlichen Schweizeralpen« nicht als Mesozoikum ausgeschieden. Deswegen können die Pegmatite in CORNELIUS' südlicher Gneiszone aber doch jung sein (STAUB läßt sich über diese Fragen nicht aus).

In dieser Veltliner Wurzelzone der unterostalpinen Decken steckt das kleine Tonalitmassiv von Sondrio. Es erstreckt sich vom untersten Val Malenco westwärts bis über Val Postalesio hinaus. Das

Gestein ist mittelkörnig. Hauptgemengteile sind: weißer Plagioklas, grauweißer Quarz, grünschwarze Hornblende, braunschwarzer Biotit. Die Lagerungsform des Tonalits ist stockförmig, doch ist das Massiv im W. durch Eindringen von Schieferzonen zerschlitzt. In diesen Ausläufern des Massivs treten flasrige und schiefrige Ausbildungsformen des Gesteines auf, die gewissen Tonalitgneisen der Adamellomasse gleichen. Es kommen durchgreifende Gänge von Tonalit im Gneis vor; meist haben die Tonalitapophysen aber die Gestalt von Lagergängen. Der Tonalit von Sondrio hat mit dem des Adamello große Ähnlichkeit, gleicht auch etwas den tonalitischen Gesteinen des südlichen Disgraziamaassivs. Nichts steht der Annahme im Wege, daß dieser Stock erst nach der Gebirgsfaltung emporgedrungen ist, wenn auch als Beweis für sein geringes Alter nur die geringe chemische Umwandlung der Plagioklase zur Verfügung steht.

Die Grenze der Brusiozone (Wurzel der Bernina-Languarddecke) gegen die »südliche Gneiszone« (Campowurzel) fällt teils mit 30—40° gegen S., so daß die Gesteine der ersteren von denen der letzteren überlagert werden, teils steht sie mehr oder weniger senkrecht. Die Combolomasse (Kette Mte. Combolo—Mte. Saline) besteht aus verwickelt gefalteten Phylliten und Augengneisen. Die Gesteine fallen erst mäßig steil nach SO., biegen weiter südlich steil herunter und stehen schließlich steil. Die Gesteine der Tonalezone stehen steil und fallen mehr im S. sogar nördlich. Faltung ist in ihnen nicht erkennbar. Westlich von Val Masino bis ans N.-Ende des Comersees herrscht in dieser Zone mittleres bis steiles N.-Fallen.

Das Disgraziamaassiv durchbricht mit seinem südlichen Teil die unterostalpine Wurzelzone, ohne dieselbe ganz zu unterbrechen, wie es das bei den nördlicheren Wurzelzonen tut. Die Zone tritt an die Ebene zwischen Mezzola- und Comersee. Ihre westliche Fortsetzung bezeichnet R. STAUB als

»Zone von Bellinzona« (Bellenz). Diese folgt südlich auf die Zone von Arbedo und ist von dieser stellenweise durch den Marmorzug von Tabio getrennt. Auch in der Zone von Bellenz spielen zwar Biotitgneise und -schiefer eine große Rolle, aber daneben treten Amphibolite in den Vordergrund, und es sind außerdem mit ihnen sillimanitführende Gneise und Biotitschiefer, sillimanit- und disthenführende Granatgneise, Marmorschmitzen und -lagen von 0,03—3 m Mächtigkeit, Peridotit- und Serpentinstöcke verknüpft. Die ganze Gesteinsvergesellschaftung ist dieselbe wie in der Zone von Ivrea. Auch ist die Zone salisch injiziert und von Pegmatiten durchschwärmt, so daß eine außerordentlich große Gesteinsmannigfaltigkeit entsteht.

Die ganze Zone von Bellenz wird durch einen 8—10 m mächtigen Marmorzug in zwei ziemlich ungleiche Unterzonen zerlegt. Der Marmor wird innerhalb der Stadt Bellenz zwischen hochkristallinen Kinzigitgneisen angetroffen. Er ist grobkristallin und z. T. reich an Phlogopit,

Skapolith, Pyroxen und anderen Silikaten. Das Streichen ist ONO., weiter östlich O. und sogar etwas mehr südlich.

Nördlich dieses Marmorzuges häufen sich die Amphibolite so, daß die nördliche Unterzone einen Zug basischer Gesteine darstellt, der allerdings mit Pegmatit, Aplit und unzähligen Injektionsadern stark durchsetzt ist. In inniger Wechsellagerung treten in dieser Unterzone mit den Biotitgesteinen Marmore auf, die nur geringe Mächtigkeit erreichen, wohl als normale stratigraphische Einlagerungen in den kristallinen Schiefen zu betrachten sind und wie diese paläozoisches Alter haben dürften. Neben Marmoren finden sich auch Kalksilikatfelse. In engem Verband mit den Amphiboliten stehen Kinzigite.

In der südlichen Unterzone treten die Amphibolitmassen mehr zurück, indem sie nur geringmächtige Lagen in den Kinzigiten und Biotitgneisen bilden. Alle diese drei Gesteine stehen in innigem Wechsel und sind alle von der jungen Injektion betroffen. Am Corno di Gesero östlich von Bellenz ist die Zone vorzüglich aufgeschlossen. »Biotitgneise«, schreibt R. STAUB, »wechseln dort beständig mit Granat- und Sillimanitgesteinen, dazwischen ziehen feine Amphibolitlagen regelmäßig, oft wie mit dem Lineal gezogen, durch, Pegmatite und feinkörnige Granataplite setzen durch diese ganze reichhaltige Serie, und die Injektion schafft dazu noch eine Fülle neuer Formen. Ader-, Bänder- und Lagengneise wechseln mit gebänderten und eingeschmolzenen Amphiboliten oder granatführenden Hornblendeschiefern, und dazwischen winden sich noch von der Injektion verschont gebliebene Partien des ehemaligen Grundgebirges durch«. Gegen die Südgrenze der Zone nimmt die Injektion mehr und mehr ab. Schließlich ist an die Stelle der großen Gesteinsmannigfaltigkeit ein einförmiger Wechsel von dunklem Glimmerschiefer und Amphibolit getreten, während Pegmatite selten sind und die Injektion fehlt. Bei Vellano im Morobbiotal finden sich Augengneis und Muskovitschiefer, die den Graubündener Casannaschiefern ähneln.

In die südliche Unterzone der Zone von Bellenz entsendet das Disgraziamassiv einen langen, schmalen Tonalit ausläufer (STUDERS Syenit, ROLLES Hornblendegneis), der sich nur im tessinisch-italienischen Grenz-kamm im Gebiet der Cima di Cuga und des Gardinello linsenförmig verbreitert. Der Tonalit stimmt petrographisch ganz mit dem des unteren Veltlin überein und ist wie dieser, von dessen Intrusivmasse er ja nur ein Stück darstellt, jünger als die alpinen Deckenschübe. Das Gestein ist frisch, jede mechanische Beeinflussung fehlt. Der Tonalit wird von denselben Biotitpegmatiten und Granatapliten durchsetzt wie die Injektionszone. Jünger als der Tonalit sind auch helle Schlieren von Zweiglimmergranit, der mit dem Granit von Novate übereinstimmt.

Die Südgrenze der Gneiszone von Bellenz wird durch die Trias des San Joriopasses bezeichnet. Sie beginnt im W. im oberen Morobbiotal oberhalb Carena in Form von Rauhwanke und Dolomit. Weiter nach O. findet sich nördlich dieser Gesteine noch Reibungs-

breccie. Das Fallen ist  $75\text{--}85^\circ$  nach N. Östlich des Passes San Jorio bildet auf 10 km Erstreckung eine Quetschzone die Grenze der Bellenzone, während die Trias fehlt. CORNELIUS fand bei Gravasco Verrukano. Dann beginnt die Trias wieder am Sass Pel bei Gravedona und zieht bis nach Gera am N.-Ende des Comersees. Westlich des Joriopasses bezeichnet die Linie Carena—Vellano—Camarino—Cadenazzo die Grenze zwischen Bellenzone und Seengebirge.

Östlich des Schwemmlandes am N.-Ende des Comersees bildet im unteren Veltlin die Trias von Dubino die Fortsetzung der Joriotrias. Über diese letztere verdanken wir CORNELIUS folgende Angaben:

Bei Dubino beobachtet man in saigerer Stellung von S. nach N.: 20 m grüne und violette, auch schwarze, feinblättrige, serizitische Schiefer, die durch Aufnahme großer, gerundeter Brocken von weißem Quarz konglomeratisch werden und stark manchen Graubündener Verrukanogesteinen gleichen. Es folgen: grünlicher Sandstein mit Einlagerungen violetter Schiefer (Buntsandstein), 2—3 m dünnschichtiger, bräunlicher Dolomit mit Quarzkörnern (Muschelkalk), 20 m hell anwitternder Dolomit mit zweifelhaften Diploporensuren (Wettersteindolomit), 20 m rotviolette, selten grünliche Schiefer in Wechsellagerung mit gelb oder rötlich anwitternden Dolomiten (Raibler) und endlich 150—200 m heller, oben dunkler und bituminöser Dolomit (Hauptdolomit). Darauf folgt eine Dislokationsfläche und Quarzphyllit, an dieser mylonitisiert. Die einzelnen Schichtkomplexe sind ganz wie im Unterengadin ausgebildet. Metamorphose fehlt. Die Triasgesteine keilen beiderseits aus, der Verrukano allein reicht bis Traona. Im Vallone di S. Giovanni bei Traona steht blaugrauer, dünngeschichteter Kalk mit viel Pyritwürfeln an (Rhät? Lias?). Darin stecken etwa 1 cm lange, dicklinsenförmige, weiße Kalzitgebilde (umgewandelte Terebrateln?).

Dies Vorkommen von Dubino bezeichnet die Südgrenze der Campowurzel. Sehr viel weiter östlich findet sich in gleicher tektonischer Stellung die Trias des Mte. Padrio ssö. von Tirano.

Westlich von Berbenno im unteren Veltlin läßt sich innerhalb der Wurzel der unterostalpinen Stammdecke eine Trennung der Wurzeln der einzelnen unterostalpinen Decken nicht mehr vornehmen. Die Fortsetzung dieser einheitlichen Wurzelzone nach W. ist die Zone von Bellenz, in der also alle Decken von der Sella- bis zur Campodecke wurzeln<sup>1)</sup>.

Ortler und Unterengadiner Dolomiten gehören zur Sedimenthülle der Campodecke. Sie wurzeln also in einer W.—O. streichenden Wurzelzone und sind nicht aus O. von einem unbekanntem Kraftzentrum aus nach W. geschoben. Die mesozoischen Gesteine entsprechen tektonisch und faziell dem Ortler und den Unterengadiner Dolomiten.

<sup>1)</sup> Diese Vereinfachung der Wurzelzone im W. darf wohl als Anzeichen dafür betrachtet werden, daß die unterostalpinen Decken sich im O. stärker entfaltet haben. WCKS.



15. Die Bergüner Decken gehören zur Campodecke. Man verfolgt ihr Mesozoikum ohne Unterbrechung über den Albulapaß in das der Unterengadiner Dolomiten.

16. Die Silvrettadecke. Auf dem Mesozoikum der Campodecke (Unterengadiner Dolomiten) liegen die kristallinen Deckschollen des Chazforà, Piz da Rims u. a. in der Gegend zwischen Stilfser Joch und Tauffers. Sie sind Teile einer höheren Decke, der R. STAUB auch die Silvretta-Schubmasse zurechnen möchte. Allerdings ist ja der Kontakt dieser letzteren mit den Unterengadiner Dolomiten meistens steil aufgerichtet. Man könnte sie wohl auch als Unterlage der Unterengadiner Dolomiten auffassen. Selbst wenn man das tun wollte, so ist es doch unumgänglich erforderlich, die Chazforàdecke mit den Ötztaler Alpen in Verbindung zu bringen. Die Wurzel dieser oberostalpinen Decke muß jedenfalls südlich von derjenigen der unterostalpinen liegen, also südlich der Zone von Bellenz und der Joriotrias, d. h. in der Zone der Edoloschiefer, deren Fortsetzung im unteren Veltlin von CORNELIUS erkannt ist. Das Kristallin des schweizerischen Seengebirges muß also ebenfalls zur Wurzel der oberostalpinen Decke gehören, dieses aber bildet die normale Unterlage der südlichen Kalkalpen. Mit anderen Worten: die Wurzel der oberostalpinen Decke liegt in den Dinariden und die nördlichen Kalkalpen sind dinaridisch<sup>1)</sup>. Die südwärts gerichtete Faltung und Überschiebung in den Dinariden beruht darauf, daß die nach N. gerichtete Bewegung, als die Widerstände zu groß wurden, zur Aufwölbung der Decken, zur Steilstellung und schließlich zur südwärts gerichteten Überkipfung der Wurzeln führte, endlich sogar zur Unterschiebung der Wurzeln unter die Alpen. Es ist dieselbe Erscheinung, die auch die Wurzeln der Walliser Gneisdeckfalten zeigen. Die alpin-dinarische Grenze ist also identisch mit der Überschiebungsfläche der oberostalpinen Decke. Nur die Tauern sind ein »alpines Fenster« in der »dinaridischen« Decke. Alle nach S. gerichteten Überschiebungen der südlichen Kalkalpen sind geringe Erscheinungen im Vergleich zu der mehr als 160 km betragenden Bewegung, die die Bayrischen Alpen nach N. verfrachtet hat.

Ehe wir die Wurzelzonen vom Tessin bis weiter nach W. verfolgen, mögen STAUBS Anschauungen in folgender Tabelle (Seite 136) zusammenfassend veranschaulicht werden.

Der Verlauf der Wurzelzonen beschreibt gegen das Gebirgsstück zwischen Maggia- und Tessintal einen flachen, nach N. gerichteten Bogen. Man darf in dieser Erscheinung einen Beweis für die N.-Richtung des Deckenschubes erblicken. Im Scheitel dieses Bogens sind die Wurzeln sehr eng zusammengedrückt, namentlich in der Tambo-Surettadecke. Etwa in diesem Scheitel liegt auch die transversale Deckenwölbung, von der ostwärts alle Decken axiales Gefälle nach O. besitzen.

<sup>1)</sup> Dies ist von HAUG schon früher ohne nähere Angaben behauptet worden.

Zonen	Wurzeln
<b>Norden</b>	
1. Gneisgebiet Claro—Misox	Adula-Molare-Decke
2. Marmorzug Algaletta—Castaneda	—
3. Gneiszone von Roveredo	Tambo-Suretta-Decke
4. Marmorzug von Castione	—
5. Zone von Arbedo	Rhätische Decke
6. Marmorzug von Tabio	—
7. Zone von Bellenz	Unterostalpine Stammdecke (Sella-, Err-, Bernina-, Languard-, Campo-Decke)
8. Trias des Passo San Jorio	—
9. Das Seegebirge	Oberostalpine Decke
<b>Süden</b>	

Wir haben nun die Fortsetzung der Wurzelzonen, deren Verlauf vom Puschlav bis zum Tessintal wir kennen gelernt haben, nach W. zu verfolgen.

#### Die Wurzelzonen westlich des Tessin.

Die Fortsetzung des kristallinen Seengebirges bilden die Strona-gneise. Diese sind also dinaridisch bzw. die Wurzel der oberostalpinen Decke.

Die Zone von Bellenz zieht in ungeänderter Ausbildung über Gerdola—Orselina nach Locarno, und ihre Fortsetzung liegt bei Ascona, d. h. am NO.-Ende der Zone von Ivrea. In dieser finden sich die gleichen Gesteine wie in der Zone von Bellenz und im gleichen Verbande. Sie lassen sich bis an die Poebene verfolgen.

ROLLE, DIENER und SALOMON haben die Zone der Tonaleschiefer als Fortsetzung der Ivreazone angesehen. STAUB vertritt dieselbe Ansicht. CORNELIUS hielt den Beweis noch 1915 für unerbringlich; aber die von ihm vermißte Untersuchung des Gebiets zwischen Comersee und Maggiatal hat ja nun STAUB geliefert. CORNELIUS' Annahme, daß die Morbegnoschiefer der Ivreazone entsprächen, ist zu verwerfen.

Unter Canavese versteht man einen schmalen Zug mesozoischer Gesteine am N.-Rand der Ivreazone. ARGAND vermutete in der Trias von Dubino seine Fortsetzung. Diese liegt aber am S.-Rande der der Ivreazone entsprechenden Zone von Bellenz. Ebensowenig entspricht die Trias des Passo San Jorio der Zone des Canavese. Die Kalke von Losone bei Locarno sind das NO.-Ende des Canavese. Sie weisen nach dem Verzascatal, wo hinter Contra ein 10 m mächtiger gedoppelter Marmorzug sich findet. In der gleichen tektonischen Stellung liegt weiter östlich der Marmorzug von Tabio. Dieser liegt also in der Fortsetzung des Canavese (vgl. dazu S. 130).

CORNELIUS nimmt an, daß die Dislokation zwischen Tonalezone und

# Schematisches Sammelprofil

durch die

## östlichen Schweizeralpen

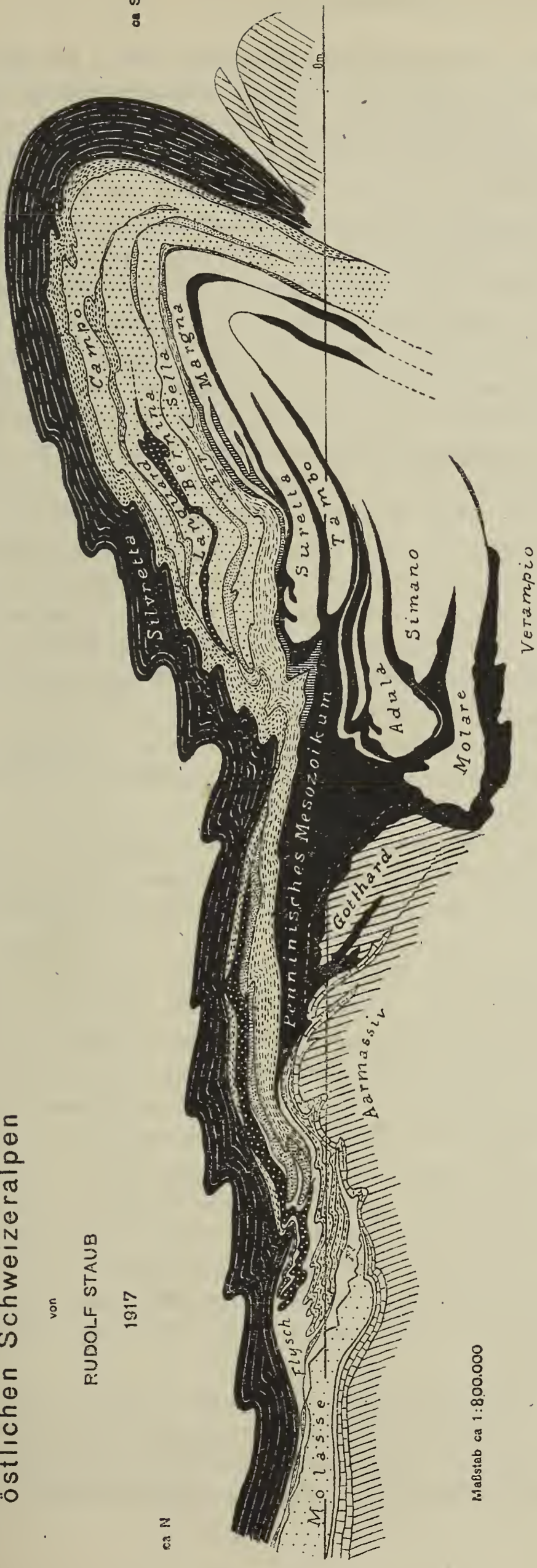
von

RUDOLF STAUB

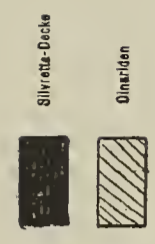
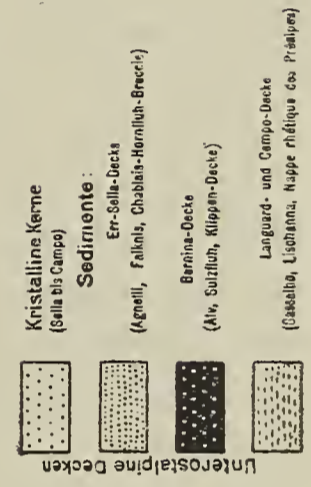
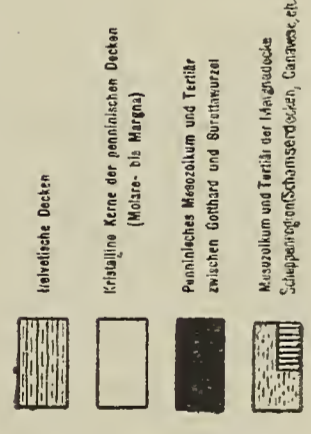
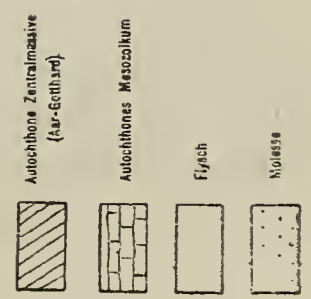
1917

ca N

ca S



Maßstab ca 1:800.000



Die tertiären Granitmassive sind absichtlich weggelassen.

Morbegnoschiefer im unteren Veltlin die Rolle einer Deckengrenze spielen dürfte. Sie ist ja auch nach STAUB die Grenze zwischen Tonalezone (Wurzel der unterostalpinen) und Kristallin des Seengebirges (Wurzel der oberostalpinen Decke). CORNELIUS sagt, daß nach FRANCHI und NOVARESE zwischen der Zone von Ivrea und den Stromagneisen keine tektonische Grenze zu bestehen scheine. STAUB betont, daß eine solche vorhanden sein müsse; denn Ivreazone = Tonalezone und Stronagneise = Kristallin des Seengebirges. Er vermutet, daß der Marmor von Ornavasso die Fortsetzung der Joriotrias ist.

Der Marmor von Ornavasso verdankt seine jetzigen Eigenschaften wahrscheinlich dem Granit von Baveno. CORNELIUS kam zu dem wichtigen Ergebnis, daß entgegen der früheren Ansicht das Mesozoikum in den Wurzeln nicht metamorphosiert ist, sofern es sich nicht um die tieferen Decken handelt. Wenn das Canavese bei Losone metamorph ist, so handelt es sich nicht um Regionalmetamorphose, sondern um eine Wirkung der im südlichen Tessin erfolgten jungen salischen Injektion.

Die erste geologische Spezialkarte aus dem Wurzelgebiet zwischen Puschlav und Valle d'Ossola verdanken wir RADEFF. Sie stellt das Gebiet zwischen dem Langensee von Ascona bis etwa Brissago im O., der schweizerisch-italienischen Grenze im S. und SW. und der Gegend von Palaguadra—Camedo im W. dar.

Dies Gebirgsstück wird aus folgenden Gesteinen aufgebaut: Injektionsgneis mit Pegmatit und Quarzlagen, Amphibolit, Peridotit und Serpentin, Marmor, Gips, Glimmerquarzit.

Die Injektionsgneise sind lichtgraue bis graubraune, vorherrschend mittel- bis grobkörnige Gesteine, im allgemeinen mit Lagen-, daneben auch massiger und Linsentextur. Hauptgemengteil ist der Quarz, danach ist am wichtigsten der Biotit. Er tritt in Lagen, meist aber verstreut und fast immer außerhalb einer Quarz- bzw. einer Quarzfeldspatlage auf. Der Feldspat ist saurer Plagioklas. Muskovit begleitet meist in Lagen die Quarzfeldspatlagen. Auf letztere folgt im Gestein in der Regel eine grobblättrige Muskovitlage, hierauf ein Gemenge von Quarz und Biotit (nebst Eisenerz, Graphit und untergeordnet Feldspat), hierauf eine Muskovitlage und dann eine solche von Quarz. RADEFF betrachtet die Muskovit-, Quarz- und Feldspatlagen als den sekundären, injizierten Teil des Gesteines, die übrigen, kristallisationsschiefrigen Teile, die viel Ähnlichkeit mit den noch zu besprechenden Glimmerquarziten besitzen, als den primären. Epidotminerale sind verbreitet, Turmalin ist in gewissen Zonen häufig, Sillimanit selten. Granat ist am S.-Rand der Melezza- und Brissagozone Haupt-, sonst weitverbreiteter Übergemengteil.

Die Pegmatite bilden mehr Lager als Gänge. Erstere laufen meist parallel, vereinigen sich und zerfallen wieder. Durch feinste Zerteilung rufen sie die Lagentextur der Injektionsgneise hervor. In der Melezzazone erreichen die Pegmatitlagen 4, in der Brissagozone 2 m Mächtigkeit.

In der Pizzo Leone- und Remozone bilden sie vorwiegend Linsen. Die Pegmatite sind weiß, mittel- bis großkörnig. Hauptgemengteile sind Quarz, Orthoklas, Mikroklin, saurer Plagioklas, Muskovit; Nebengemengteile: Apatit, Zirkon, Magnetit; Übergemengteile: Biotit, Turmalin, Granat.

Die Pegmatitinjektion ist erst in junger Zeit erfolgt. Die Injektionsgneise haben sich folgendermaßen gebildet: Mehr oder weniger unreine Quarzsande gerieten durch Auflagerung anderer Sedimente in größere Erdtiefen und wurden zu Glimmerquarziten umgewandelt. Später wurden sie gefaltet und geschuppt. Dann trat die Injektion durch die Pegmatite ein. Schließlich erfolgte noch ein letzter, schwacher Zusammenschub.

Bei den Amphiboliten lassen sich mineralogisch, texturell und strukturell verschiedene, aber ineinander übergehende Typen unterscheiden. Einer ist massig, gabbroid struiert, weiß und grünschwartzgesprenkelt, makroskopisch aus Plagioklas, Pyroxen und Hornblende bestehend. Das Gestein ist, auch nach der Analyse, als Hornblendediabas zu bezeichnen. Dieser ist das Muttergestein der Amphibolite. Bezeichnend für die »basische Zone« ist eine flasrige, mittel- bis grobkörnige, dunklere Varietät. Die Hornblende, auch wohl die Plagioklase, bilden Linsen. Die Struktur ist zuweilen kataklastisch. Die eigentlichen Amphibolite sind gestreckte bis kristallisationsschiefrige, auch druckschiefrige, mittel- bis feinkörnige, lichtgrün und weiß gefleckte Gesteine, die als hydrodynamische Umwandlungsergebnisse des Hornblendediabas zu betrachten sind. Ihre Verbreitung außerhalb der Hauptamphibolitzone ist gering; sie finden sich nur dort, wo das Nebengestein fast gar nicht injiziert ist. Ihr Augit und ihre Hornblende sind uralitisiert, die Plagioklase entmischen sich unter Bildung von Epidotmineralien und Albit.

Die nur örtlich vorhandene pegmatitische Injektion der Amphibolite bewirkt folgende Veränderungen: Es bilden sich Kontaktbänder, d. h. 1—2 m mächtige, durch Eindringen von quarzigem oder pegmatitischem Material hervorgerufene helle Lagen aus basischem Plagioklas und Granat. Die Amphibolite mit uralisierten dunklen Gemengteilen und entmischten Plagioklasen weisen Neubildungen einer leistenförmigen grauen Hornblende auf. In höherem Kontakt entsteht aus der Hornblende Biotit. Die kontaktmetamorphen Abänderungen der dynamometamorphen Amphibolite treten zwischen den stark injizierten Gneisen auf.

Der Peridotit und der daraus entstandene Serpentin ist auf die »basische Zone« beschränkt. Ersterer ist licht gelbgrün-grau bis tiefgrau, allotriomorph-körnig, oft kataklastisch und besteht aus vorwiegend Olivin, ferner Augit, Hornblende und Biotit. Weitere Gemengteile sind Magnetit, Pyrit, Pikotit, Pleonast, Chromit. Der aus diesem Gestein hervorgehende Serpentin ist dunkelgrün, zuweilen braun.

Die Marmore sind auf fünf Zonen verteilt, von denen jede aus mehreren Marmorschichten besteht, die eine Mächtigkeit von einigen

Zentimetern bis 50 m (bei Olocaro), meist von 0,5—1,5 m besitzen. Sie setzen meist zwischenweilig aus und erscheinen somit als langgestreckte Linsen. Es gibt mittel-, feinkörnige und dichte Varietäten. Die mittelkörnigen sind weiß, lichtrosa, gelbweiß, hellgrau, die feinkörnigen grau bis dunkelgrau gefärbt. Die Textur ist massig bis schwach schiefrig. Alle Marmore brausen mit kalter, verdünnter HCl. Sie sind teils quarzfrei bzw. -arm, teils quarzreich. Bei den letzteren ist der Quarz dann Hauptgemengteil. Außerdem führen die quarzreichen noch Kohlenstoff oder Graphit, sulfidische oder oxydische Eisenerze, Plagioklas, Epidot, Biotit, Muskovit, Tremolit, Diopsid, Titanit, Turmalin, Mineralien, die fast alle den quarzfreien und -armen Marmoren fehlen. Die quarzfreien und -armen Marmore werden von Amphiboliten begleitet, die, zusammen mit meist dünn-schiefrigen Gneisen, die einzelnen Marmorschichten voneinander trennen. Die die Zonen nach außen abschließenden Marmorschichten sind stets nach außen von Amphibolit begleitet.

Die Glimmerquarzite treten als mächtige, langgestreckte Linse in einer Zone auf, die im O. südlich von S. Lorenzo (Losone) beginnt und im W. bei Monadello die schweizerisch-italienische Grenze erreicht. Es sind graue bis graubraune, feinkörnige, meist stark gefaltete Gesteine mit massiger, kristallisationsschiefriger, schwach gebänderter Textur. Kataklasstruktur ist häufig. Neben dem Hauptgemengteil Quarz ist Biotit oder Muskovit oder beide vorherrschend. Chlorit, Albit, Zoisit, Epidot treten zurück, Turmalin tritt reichlich auf (pneumatolytische Injektion!). Die mit den Marmoren wechsellagernden Glimmerquarzite führen auch Kalzit.

Weißer, dichter Gips kommt an einer Stelle als 5 cm mächtige Lage zwischen den wechsellagernden Glimmerquarziten und Marmoren am N.-Rand der Marmor-Glimmerquarzitzone vor.

Zur Erklärung der Stratigraphie dieser fünf Gesteine geht RADEFF von der Erwägung aus, daß die Glimmerquarzite offenbar eine Mulde bilden und daß Marmor und Amphibolit stets in so enger Verknüpfung auftreten, daß offenbar das eine Gestein das unmittelbare Liegende des anderen ist. Die Glimmerquarzite wiederum sind von den anschließenden Gneiszonon durch Amphibolite getrennt. Es ergibt sich demnach als ursprüngliche Folge: Gneis, Amphibolit, Marmor, Glimmerquarzit. Den Amphibolit hält RADEFF für einen umgewandelten effusiven Diabas, da Kontaktwirkungen von ihm nicht ausgeübt sind. Das Alter der Gesteine ist wohl folgendes (Fossilien fehlen): Die Glimmerquarzite gleichen nach einer mündlichen Mitteilung von ALB. HEIM gewissen Bündner Schiefern. Die Marmore hält RADEFF (wie SCHMIDT und PREISWERK die Asconamarmore) für Trias<sup>1)</sup>. Der Amphibolit ist älter als die Marmore. Die Injektionsgneise betrachtet RADEFF als ältere Trias, da Perm und Karbon in der Schweiz stets anders aussehen. Der Peridotit

<sup>1)</sup> Nach Analogie der Verhältnisse im O. könnte man verschiedenes Alter für die Marmore vermuten. WCKS.

ist wohl postjurassisch. Die saure Injektion muß jung sein; denn die Pegmatitlager sind im Gegensatz zu den anderen Gesteinen nicht geschiefert und die Amphibolitlagen besaßen bereits ihre durch die Gebirgsbildung verringerte Mächtigkeit, als die Pegmatitgänge in sie eindrangen. Die Zertrümmerung der Pegmatite ist wohl auf die letzte Phase der alpinen Gebirgsbildung zurückzuführen. Die Pegmatitlager sind Apophysen granitischer Intrusionen.

Die Gesteine treten zonenweise auf. RADEFF unterscheidet von N. nach S.:

1. Melezzazone (1. Gneiszone), 1800 m mächtig, Injektionsgneis mit Amphibolitlagen und Pegmatitlagern, -linsen und -gängen.
2. Suolo-Dorcazone (1. Marmorzone), 60 m, Marmor, von Amphibolitlagen und dünnstriefrigen Gneisen begleitet.
3. Remozone (2. Gneiszone), 200—250 m, Injektionsgneis mit wenig Amphibolit und Pegmatit, beiderseits mit Amphibolit abschließend.
4. Marmor-Glimmerquarzitzone, bis 800 m. Am N.-Rande Wechsellagerung von Marmor- und Glimmerquarzitschichten, Gipslage, in der Mitte Glimmerquarzit, am S.-Rand Marmor und Amphibolit.
5. Pizzo Leonezone (3. Gneiszone), 250 m, mit Amphibolitlagen.
6. Cortugnazone (2. Marmorzone), 20—25 m, stellenweise fehlend.
7. Basische Zone, 1000 m, hauptsächlich Amphibolit, ferner Gneisschichten und etwas Pegmatit, am westlichen N.-Rand Peridotit, am äußersten S.-Rand Gneis.

8. Ascona-Gridonezone (3. Marmorzone), 70 m.

9. Brissagozone (4. Gneiszone) mit reichlichen Amphibolitlagen.

Die Tektonik faßt RADEFF folgendermaßen auf:

Die Gesteinsschichten und -lagen fallen durchschnittlich mit  $75^\circ$  nach N. Verschiebungen in der Fallrichtung und entsprechende Rutschflächen sind häufig. Die Schichten sind grob oder fein gefältelt. Verquetschungen, Auswalgungen und Zertrümmerungen kommen vielfach vor.

Die Gneiszonen und die basischen Zonen sind als Antiklinalen aufzufassen, die Marmor- und die Glimmerquarzitzone als Mulden. Innerhalb der einzelnen Muldenzonen wechselt das Profil. Die Wechsellagerung von Marmor und Amphibolit, von Injektionsgneis und Amphibolit sowie von Amphibolit und Peridotit sind auf Schuppung zurückzuführen. Wegen des Fehlens des Marmors in den Gneiszonen, in denen dagegen der Amphibolit vorkommt, ist eine bei der Faltung erfolgte Trennung eines oberen Teils aus Marmor und Glimmerquarzit und eines unteren Teils aus Gneis und Amphibolit anzunehmen. Nur der untere, stark belastete wurde geschuppt, der obere dagegen wurde nur gefaltet und gefältelt. Die ganze Erscheinung der Zonen spricht dafür, daß sie ein Wurzelgebiet darstellen. Das allgemeine N.-Fallen beruht auf einer schließlichen Umkipfung.

Nach der bisherigen Auffassung wäre

Melezza- + Remozone = Sesiazone,

Marmorglimmerquarzit- + Pizzo Leonezone = Zone des Canavese,  
 basische Zone = Zone von Ivrea,

Brissagozone = Stronagneise.

Die Zonen, die bisher unterschieden wurden, galten als Wurzelzonen:

1. die Sesiazone = Wurzel der Dt. Blanchedecke (SCHARDT, ARGAND), = Wurzel der Mte. Rosadecke (SCHMIDT und PREISWERK),

2. die Zone des Canavese = Wurzel der rhätischen Decke (ARGAND), basische Zone = Wurzel der Dt. Blanche (SCHMIDT und PREISWERK), = Wurzel einer höheren ostalpinen Decke (SCHARDT),

3. basische Zone + Stronagneise = Dinariden (ARGAND).

RADEFF deutet die von ihm festgestellten Zonen folgendermaßen als Wurzeln:

- |                              |   |
|------------------------------|---|
| 1. Melezzazone               | = Wurzel der St. Bernhardsdecke.              |
| 2. Suolo-Dorca-Marmorzone    | = Zermatt-Saaszone.                           |
| 3. Remozone                  | = Wurzel der Mte. Rosadecke.                  |
| 4. Marmor-Glimmerquarzitzone | = Valtournanchezone.                          |
| 5. Pizzo Leonezone           | = Wurzel der Dt. Blanchedecke<br>(Sesiazone). |
| 6. Cortugna-Marmorzone       | = Zone des Canavese.                          |
| 7. Basische Zone             | = Zone von Ivrea. (Decke?)                    |
| 8. Ascona-Gridona-Marmorzone | =   |
| 9. Brissagozone              | = Stronazone. (Decke?)                        |

Leider erörtert R. STAUB nicht, als welche Wurzeln die von RADEFF unterschiedenen Zonen nach seiner Ansicht zu betrachten sind. Er erwähnt von RADEFFS Arbeit nur, daß aus ihr die metamorphe Beschaffenheit des Canavese an dessen O.-Ende hervorgehe. Immerhin geht ja aber STAUBS Anschauung über einen Teil der RADEFFSchen Zonen aus seiner Karte hervor.

Die (7) basische Zone, (8) Ascona-Gridonazone und (9) Brissagozone entsprechen STAUBS Zone von Bellenz, (7) der nördlichen, (9) der südlichen Unterzone derselben, der Marmorzug von Ascona dem Marmor von Bellenz. Diese ganze Zone ist die Wurzel der unterostalpinen Stammdecke. Die Stronagneise liegen südlich von RADEFFS Arbeitsgebiet, ihre Grenze gegen die Brissagozone ist noch unbekannt (vgl. oben S. 138). STAUB nennt, wie schon erwähnt, die Kalke von Losone das Ende der Zone des Canavese. Bei Losone endigt aber die Marmor-Glimmerquarzitzone. Ist nun diese gleich der Zone des Canavese, so erhebt sich die Frage, ob Pizzo Leone- und Cortugnazone nicht noch dazu gehören, oder ob RADEFF mit Recht die Cortugnazone als Canavese bezeichnet. ARGAND bezeichnete das Canavese als Wurzel der rhätischen Decke,



R. STAUB sieht darin die Wurzel der rhätischen Schuppenzone und der Schamser Decken. Die Gneise nördlich des Canavese, die sogenannten Sesiagneise, entsprechen nach R. STAUB der Wurzel des kristallinen Kerns der eigentlichen rhätischen Decke. Sie sind die Fortsetzung der Arbedozone. Wie diese, so ist auch die rhätische Decke an der Margna (Oberengadin) durch das Auftreten von Amphiboliten gekennzeichnet. Das gleiche gilt auch von RADEFFS Melezza- und Remozone; aber ob eine derselben oder beide als Wurzel der rhätischen Decke zu betrachten sind, muß einstweilen unsicher bleiben. STAUBS Karte ist nördlich des von ihm mit der Zone des Canavese identifizierten Marmorzuges von Losone undeutlich. Sicher gehören darauf die Marmorzone Suolo—Dorca und ein Teil der Melezzazone zur Wurzel der rhätischen Decke. Die N.-Grenze dieser Wurzelzone läuft bei R. STAUB etwa über Rasa und Palagnedra, also auf einer Linie, wo nach RADEFFS Karte keinerlei Grenze vorhanden ist. Der nördliche Teil der Melezzazone gehört dann bei STAUB schon zur Adula-Molarewurzel, die Tambo-Suretta-Mte. Rosawurzel soll hier ganz fehlen. Allerdings hat STAUB südlich von Intragna ein großes ? eingesetzt, und wir gehen überhaupt wohl nicht fehl, wenn wir annehmen, daß STAUB diesen Teil seiner Karte selbst mehr für provisorisch hält; und zweifellos betreffen die Unstimmigkeiten zwischen ihm und RADEFF mehr die Einzelheiten als das Ganze und die Hauptfragen. Das ganze Bild, das RADEFFS Untersuchungen geliefert haben, paßt durchaus zu den großen Zügen, mit denen STAUB dies Wurzelgebiet zeichnet.

R. STAUB parallelisiert folgendermaßen:

Rhätische Decke = Dent Blanchedecke,

Tambo-Surettadecke = Monte Rosadecke,

St. Bernhards + Simplondecken = Aduladecke + tiefere Tessiner Gneisfalte.

Dementsprechend wäre dann die Wurzelzone der rhätischen Decke westlich des Tocetales die Wurzelzone der Dt. Blanchedecke, die Wurzelzone der Tambo-Surettadecke die Wurzelzone der Mte. Rosadécke (das Verbindungsstück zwischen Vergasca- und Vigezzotal ist aber noch unsicher), die Wurzelzone der Aduladecke die Wurzel der St. Bernhardsdecke.

R. STAUBS Anschauung sei in folgender Tabelle zusammengefaßt:

W.

O.

Wurzel der Gr. St. Bernhards- und der Simplon - Decken und der Adula-Molare-Decke		Gneise Claro-Misox	
		Marmorzug Algaletta-Castanedo	
Wurzel der Mte. Rosa-Decke und der Tambo-Suretta-Decke	Bormiozone	Gneis von Roveredo	
		Marmorzug von Castione	
Wurzel der Dent Blanche-Decke und der rhätischen Decke	Sesiagneise —	Gneis von Orbedo	— Gneis von Val Masino
Wurzel der rhätischen Schuppenzone und der Schamser Decken	Zone des Canavese —	Contra-Marmorzug von Tabio	
WurzelderunterostalpinenStammdecke	Zone von Ivrea	— Zone von Bellenz	— Brusiozone — Tonalezone
	Marmor von Ornavasso?	— Triaszug des Passo San Jorio — Trias von Dubino	
Wurzel der oberostalpinen Stammdecke (Dinariden)	Stronagneise	— Kristallines Seengebirge	— Edoloschiefer

### III. Geologischer Unterricht.

#### Pfingstsitzung des „Damnu“ in Göttingen.

Von P. Wagner (Dresden).

In der Pfingstwoche fand in den Räumen der Universität Göttingen nach langer Pause wieder eine Vollsitzung des »Deutschen Ausschusses für math. und nat. Unterricht« statt, in der die »Geologische Vereinigung« wie früher von dem Unterzeichneten vertreten wurde. Mehrere wichtige Themen standen zur Beratung. Zunächst die Frage: Wie sollen die 100 000 Akademiker, die zurzeit im Heere stehen, nach der Demobilisierung möglichst rasch zur Beendigung ihrer Studien gebracht werden? Die Verhandlungen hierüber schlossen sich vielfach an die Versammlung der preußischen Hochschulrektoren in Halle an. Nur einige Punkte seien erwähnt: Die Einteilung des Studienjahres in Trisemester wird abgelehnt. Ferienkurse sind wünschenswert, sollen aber nicht als Ersatz für Studiensemester gerechnet werden. Der Unterricht soll durch möglichst umfassende »Seminarisierung« intensiver gestaltet werden. Da hierzu zahlreiche Assistenten gewonnen werden müssen, könnte man die Einrichtung treffen, daß alle Stipendien an Leistungen geknüpft werden. Vor einer weiteren Erleichterung der Notreifepfung wird dringend gewarnt; schon jetzt können die Hochschulen kaum noch mit Primareife bei ihren Studierenden rechnen. Die Nachprüfungen könnten zeitlich gekürzt werden. Die Abkommandierungen von der Front, die jetzt vielfach für Mediziner, Juristen und Theologen üblich sind, sollten auch den Angehörigen der philosophischen Fakultät mehr als bisher zugute kommen.

An zweiter Stelle standen die Fortbildungskurse für Oberlehrer zur Beratung. Die bisher übliche Dauer von 14 Tagen ist zu kurz; 6 Wochen wären wünschenswert, aber aus praktischen Gründen wird man sich in der Regel mit 4 Wochen zufrieden geben müssen. Volle Studiensemester, für die vor dem Kriege bereits alle Vorbereitungen getroffen waren, werden leider nur für eine kleine Minderheit zugänglich sein.

Nachdem der Vorsitzende, Herr TIMERDING, vor kurzem eine Denkschrift über den Stand des mathematischen Unterrichts herausgegeben hat, soll nunmehr in ähnlicher Weise die Bedeutung des gesamten naturwissenschaftlichen Unterrichts einschließlich der Erdkunde dargestellt werden. Der Stoff war unter die drei Bearbeiter POSKE (Physik), VON HANSTEIN (Chemie und Naturkunde), WAGNER

(Erdkunde) verteilt. Alle drei Herren trugen den Hauptinhalt ihrer Schriften<sup>1)</sup> vor und stellten ihn zur Diskussion. Da die Geologie der Naturkunde zugeteilt war, machte sich vorher eine Vereinbarung mit dem Vertreter der Geologie nötig. Diese führte zu einer weitgehenden Übereinstimmung der Ansichten, die sich etwa in folgende Leitsätze zusammenfassen lassen: 1. Geologie im schultechnischen Sinne umfaßt auch die Behandlung der wichtigsten gesteinsbildenden Mineralien. Dieses ganze Gebiet ist wiederum nur ein Teil der Schulnaturkunde. 2. Die Geologie muß soweit als irgend möglich in Beobachtungen der heimatlichen Natur wurzeln. Schon von Sexta an ist Gelegenheit, auf naturkundlichen wie erdkundlichen Lehrausflügen geologische Erfahrungen zu sammeln. Solche Beobachtungen sind planmäßig durch die ganze Schulzeit durchzuführen. 3. Was die Heimat nicht bietet, läßt sich gelegentlich durch Schilderung und bildliche Darstellung im erdkundlichen Unterricht der Mittelstufe gewinnen (z. B. Tätigkeit eines Vulkans, Gletscherlandschaft, gefaltete Gesteinsschichten u. ä.). 4. Es ist aber dringend erwünscht, auf einer höheren Klassenstufe eine zusammenfassende Behandlung des geologischen Lehrstoffes im Rahmen der Naturkunde zu geben. Da für O II ein Lehrgang der allgemeinen Erdkunde geplant ist, möchten die nötigen Kenntnisse über das Werden und Vergehen der Mineralien und Gesteine, über die bildenden und umbildenden Kräfte innerhalb der Erdrinde bis dahin bereitgestellt werden. Danach käme entweder das Wintersemester in U II oder spätestens das Sommersemester in O II in Frage. 4. Die historische Geologie legt nicht Wert auf stratigraphische Einzelheiten, sondern auf einen Einblick in die Entwicklungsgeschichte der Organismenwelt. Deshalb eignet sie sich als Abschluß der Biologie in O I. 5. Mit der Einführung eines derartigen Geologieunterrichts in die höheren Schulen — wie er in Sachsen längst besteht — würde sich auch die Stellung der Geologie-Mineralogie innerhalb der Prüfungsordnung für preußische Kandidaten des höheren Schulamts ändern. Sie müßte dann wohl aus der Reihe der »Zusatzfächer« in die der »Hauptfächer« gestellt werden. Diese Leitsätze decken sich im wesentlichen mit den früheren Beschlüssen des Damnu und dürften auch den billigen Wünschen der Fachgeologen entsprechen.

---

<sup>1)</sup> Unterdessen erschienen unter den Titeln F. POSKE und FR. VON HANSTEIN, Der naturwissenschaftliche Unterricht an den höheren Schulen, P. WAGNER, Die Stellung der Erdkunde im Rahmen der Allgemeinbildung. Leipzig 1918. (Schriften des Deutschen Ausschusses f. d. math. u. nat. Unterricht.)

# Verzeichnis der geologischen, paläontologischen, petrographischen u. mineralogischen Vorlesungen an den deutschen Hochschulen im W.-S. 1918/19.

Abkürzungen: Geol. = Geologie; g. = geologisch; Pal. = Paläontologie; p. = paläontologisch; Petr. = Petrographie; petr. = petrographisch; Min. = Mineralogie; min. = mineralogisch; Üb. = Übungen; Anl. = Anleitung zu selbständigen Arbeiten; Coll. = Colloquium; Exk. = Exkursionen; m. = mit; m. bes. B. = mit besonderer Berücksichtigung. — Die Zahlen geben die Anzahl der Stunden in der Woche an.

## I. Universitäten.

### A. Deutschland.

Berlin: POMPECKJ: Pal. der Wirbeltiere 6, Paläogeographie Deutschlands 1; POMPECKJ und HAARMANN: G. und pal. Üb., Anl. (Geol., Pal.), G. und pal. Coll.; LIEBISCH: Physikalisch-chemische Min. 4, Die Mineralien d. deutschen Erzlagerstätten 1, min. Üb. 2, Anl. (Min., Petr.); BELOWSKY: Petr., Übersicht über das Gesamtgebiet 2; TANNHÄUSER: Lagerstättenlehre 2; FOCK: Elemente der Kristallographie 1; PENCK: Allgemeine Erdkunde, II. Teil: Morphologie der Erdoberfläche 4.

Bonn: STEINMANN: Allgemeine Geol. m. Lichtbildern u. Ausflügen 5, Bau und Bodenschätze Südamerikas 1, Üb., Anl., Coll.; POHLIG: Eiszeit und Urgeschichte des Menschen (nach der 3. Auflage seines gleichnamigen Leitfadens) m. Demonstrationen und Ausflügen 1, Erdgeschichtliche Spaziergänge; WANNER: Angewandte Geol. I: Erzlagerstätten mit Exk. 2, Fossile Säugetiere 1; TILMANN: Bau der Gebirge Europas 1; BRAUNS: Min., allgemeiner Teil (Kristallographie, Kristalloptik, Mineralchemie) 3, Petr. I: Die gesteinsbildenden Mineralien 2, Anl. (Min., Petr.).

Breslau: MILCH: Die wichtigeren Mineralien und Gesteine 5, min. Üb.; MILCH, SACHS, BEUTELL: Anl. (Min., Petr.); SACHS: Grundriß der allgemeinen Min. 1; BEUTELL: Ausgewählte Kapitel aus der physikalisch-chemischen Min. 1, Einleitung in die Bodenkunde 2; MEYER: Grundzüge der Geol. mit Lichtbildern und Exk. 2, Theorien der Gebirgsbildung 1.

Erlangen: LENK: Allgemeine und spezielle Min. 5, Über nutzbare Mineralien und Gesteine 1, min. Üb., Anl. (Min., Petr.); LENK und KRUMBECK: Üb. in der makroskopischen Gesteinsbestimmung, Anl. (Geol.); KRUMBECK: Ausgewählte Kapitel aus der Pal. der Wirbellosen 3, pal. Üb., Anl. (Stratigraphie, Pal.).

Frankfurt: BOEKE: Kristallographie und allgemeine Min. 4, Meteoritenkunde 1, min. Üb., Anl. (Min., Petr.); DREVERMANN: Erdgeschichte 4, Einführung in die Kenntnis der Versteinerungen 2, Aus der Werkstatt des Paläontologen 1, Anl. (Geol., Pal.); DREVERMANN und BORN: Coll.; BORN: Entstehung und Verbreitung der Lagerstätten von Erdöl, Kohle, Stein- und Kalisalz 2, Über fossile Brachiopoden, mit Üb. 1, EITEL: Petr. der Eruptivgesteine mit Üb. 2.

Freiburg: DEECKE: Allgemeine Geol. 5, g. und pal. Üb., Anl. (Geol., Pal.); WEPFER: Geol. von Europa 2.

Gießen: KAISER: Allgemeine Geol. 4, min.-petr. Üb., Anl. (Min., Petr., Geol.); HARASSOWITZ: Die Bodenschätze Deutschlands 2, Überblick über die fossile Tierwelt 1, Die Verwitterung und ihre Bedeutung für Bodenkultur und Bergbau 2.

Göttingen: STILLE: Historische Geol. 4, Vergleichende Erdgeschichte I. Teil 2, g.-pal. Üb., Anl. (Geol., Pal.); SALFELD: Geol. der Ukraine, Ausgewählte Kapitel aus der Pal. mit Üb. 2; FREUDENBERG: Die Entwicklung der Menschenrassen auf g. Grundlage 2; MÜGGE: Allgemeine Min. II (chemische Min.) 3, min. Üb., petr. Üb., Anl. (Min.,

Petr.); KLUTE: Morphologie der Erdoberfläche.

Greifswald: JAEKEL: Allgemeine Geol. 4, Pal. der Wirbeltiere 2, g.-pal. Üb., Anl. (Geol., Pal.); NACKEN: Min. 4, min. Bestimmungsüb., Anl. (Min., Petr.) min. Coll.; BRAUN: Physiogeographie II (Morphologie) 3.

Halle: WALTHER: Grundzüge der Geol. 4, Ziele und Wege des g. Unterrichts 1, g. Üb. mit Üb. im Kartenlesen, Anl. (Geol., Pal.); v. WOLFF: Min. 4, Edelsteinkunde 1, min. Üb., Anl. (Min., Petr.).

Heidelberg: SALOMON: Geol. (Innere Dynamik und Überblick über die Erdgeschichte) 5, g.-pal. Üb., Anl. (Geol. Pal.); WÜLFING: Allgemeine Min. 4, Petr. I (Methoden und gesteinsbildende Mineralien) 2, min. Üb., Anl. (Min., Petr.); GOLDSCHMIDT: Über Messen, Zeichnen und Berechnen der Kristalle mit Üb. 2, Üb. zum Bestimmen der Mineralien 2, Lötrohranalyse 2, Anl. (Kristallographie, Min.).

Jena: LINCK: Min. 4, min. Üb., Anl. (Min., Geol.); v. SEIDLITZ: Geol. von Europa 2, g. u. pal. Üb. 2; v. ZAHN: Allgemeine Geographie II (Morphologie) 5.

Kiel: JOHNSEN: Allgemeine Geol. nebst Petr. 2, Die wichtigsten Mineralien 5, Üb. im Bestimmen von Mineralien und Gesteinen, Anl., min. Coll.

Königsberg: BERGEAT: Min. 4, Die metallischen Bodenschätze Nordamerikas 1, min. Üb., Anl. (Min., Petr.); ANDRÉÉ: Allgemeine Geol. 4, Kohle und Petroleum in Osteuropa 2, Pal. nebst Paläobiologie 3, g. Üb. 4, Anl. (Geol., Pal.), Coll.

Leipzig: KOSSMAT: Historische Geol. 4, Geol. von Deutschland 2, g. Üb., Anl. (Geol., Pal.); KOSSMAT u. FELIX: Coll., FELIX: Pal. der Säugetiere 2; RINNE: Min. 6, min. und petr. Üb., Anl. (Min., Petr.); BERGT: Lagerstätten der Nicht-Erze (Graphit, Diamant, Kohlen, Schwefel usw.) 1, Vulkanologie 1.

Marburg: WEDEKIND: Allgemeine Geol. 4, g.-p. Üb., Anl. (Geol., Pal.); WEIGEL: Allgemeine Min. I. Teil 3, Petr. 2, min. Üb., Anl. (Min.); SCHWANTKE: Spez. Kap. d. Petr. 4.

München: v. GROTH: Anl. (Min.); WEINSCHENK: Allgemeine und spezielle

Petr. 4, Lagerstättenlehre I: Nutzbare Mineralien und Gesteine 2, Anleitung zum Gebrauch des Polarisationsmikroskops 2, Anl. (Petr.); STROMER VON REICHENBACH: Pal. der Evertibraten ausschließl. der Mollusken und Molluskoideen 2, Ergebnisse und Probleme der Pal. 1; STROMER VON REICHENBACH und DACQUÉ: Einführung in die Forschungsmethoden der Pal. (praktische Anl. zum Präparieren und Mikroskopieren der Fossilien) 2, BROILI: Pal. der Evertibraten: Mollusken und Molluskoideen m. bes. B. der Leitfossilien 2, Geol. von Bayern 1; BIRKNER: Prähistorie: Ältere u. jüngere Steinzeit 2; DACQUÉ: Grundlagen und Methoden der Paläogeographie 2; LEUCHS: Geol. von Asien 1; BODEN: Geol. der Mittelmeerländer 1; GOSSNER: Die Entstehung wichtigerer Minerallagerstätten m. bes. B. der physikalisch-chemischen Grundlagen 1.

Münster: BUSZ 2 Gesteinskunde 2, min. u. petr. Üb., Anl. (Min., Petr.).

Straßburg: WILCKENS: Allgemeine Geol. 4, Praktische Einführung in die Pal. 2, An. (Geol., Pal.), Coll.; BÜCKING: min. Üb.

Tübingen: HEYENIG: Allgemeine und historische Geol. 4; Regionale Geol. II. Afrika 1, g.-pal. Üb., Anl. (Geol. Pal.), Coll.; v. HUENE: Die fossilen Amphibien und Reptilien; NIGGLI ist als Mineraloge berufen; LANG: Oxydation, Zementation und Verwitterung der Gesteine 2, Beziehungen zwischen Vulkanismus, Tektonik u. Erdbeben 1; R. R. SCHMIDT: Urgeschichte und Abstammung des Menschen 2, Anl. (prähistorisch-anthropolog. Arbeiten); SOERGEL: Die Kälteperioden der Erdgeschichte 2, Die nutzbaren Gesteine Württembergs 1.

Würzburg: BECKENKAMP: Min., spezieller Teil 4, Anl. (Min., Petr.).

#### B. Österreich.

Czernowitz: PENECKE: Allgemeine Geol. 5.

Graz: HILBER: Allgemeine Geol. 3, Urgeschichte nebst ihren Beziehungen zur Erdgeschichte I (Steinzeiten) 2, g. u. p. Üb.; HILBER und HERITSCH: Anl. (Geol., Pal.); HERITSCH: Pal. der Mollusca 3, Geol. süditalienischer Vulkangebiete 1; SCHARIZER: Spezielle Min. II.

Die sekundären Mineralien und Gesteine 5, min.-petr. Üb., Anl. (Min., Petr.).

Innsbruck: BLAAS: Allgemeine Geol. 5, CATHREIN: min. Üb., Anl. (Min., Petr.), Exk.

Prag: WÄHNER: Grundzüge der Geol. 3, Ausgewählte Abschnitte der Zoopaläontologie 2, g. u. p. Üb., Anl. (Geol., Pal.); KRASSER: Phytopaläontologie 2.

Wien: SUESS: G. Übersicht der Erdoberfläche I. Teil. Eurasien 5, g. Üb., Anl. (Geol.), g. Coll.; DIENER: Grundzüge der Biostratigraphie (Chorologie, Facieslehre, Formlehre) 3, Die p. Grundlagen der Abstammungslehre 2, Anl. (Pal.); DIENER und ARTHABER: p. Üb.; ABEL: Die Stämme der wirbellosen Tiere 5, ARTHABER: Über Cephalopoden 2; SCHAFFER: Die Grundlagen der Erdgeschichte 4; KOBER: Einführung in die Geotektonik 3; SPENGLER: Stratigraphie des Mesozoikums 2; BECKE: min. Üb., Anl. (Min., Petr.), BECKE und BERWERTH: Coll.; BERWERTH: Makroskop. Gesteinsbestimmung; DOELTER u. LEITMEIER: Üb., Anl., LEITMEIER: Physik.-chem. Min. 2; FERTSCH: Allg. Min. 5; DITTLER: Mineralsynthese 1.

#### C. Schweiz.

Basel: C. Schmidt: Min. 5, g. Coll.; C. SCHMIDT und PREISWERK: min. Üb., Anl. (Min., Petr.); PREISWERK: Optische Untersuchung der Mineralien 2, Lötrohrpraktikum 2; BUXTORF: Formationskunde (Forts. u. Schluß) 2, g. Üb., Anl. (Geol., Pal.), g. Exk., g. Coll.

Bern: HUGI: Petr. I 3, Ausgewählte Kapitel aus der Petr. der Alpen 1, Repetitorium der Petr. 1, min.-petr. Üb., Anl. (Min., Petr.); HUGI und ARBENZ: m.-g. Referierabend; ARBENZ: Allg. Geol. 3, Einführung in die Pal. der Wirbellosen 2, Geol. des außeralpinen Europa 1, g. Exk., Anl. (Geol., Pal.); NUSSBAUM: Einführung in die Morphologie der Hochgebirge 1.

Zürich: SCHARDT: Allgemeine Geol. 4, Repetitorium 1, Die unterirdischen Gewässer und Mineralquellen der Schweiz 1, g. Üb., Anl. (Geol.), Coll.; GRUBENMANN: Min. 4, min. u. petr. Üb., Entstehung der Erzlagerstätten 2, Anl. (Min., Petr.); ROLLIER: Petrefaktenkunde m. Üb. 2, Stratigraphie: Tertiär-

formation 2; FLÜCKIGER: Morphologie des Schweizer Mittellandes 2; HESCHLER: Pal. der Wirbeltiere exkl. Säugetiere 2.

## II. Technische Hochschulen.

### A. Deutschland.

Aachen: DANNENBERG: Allgemeine Geol., Elemente der Min. u. Geol.; KLOCKMANN: Min., Lehre v. d. Erzlagerstätten, Anl. (Min., Petr.); SEMPER: Versteinerungskunde, p. Üb., g. Coll.

Berlin: HIRSCHWALD: Min., min. Üb., Lötrohranalyse; TANNHÄUSER: Lagerstättenlehre (Lagerungsformen, Bildung und Vorkommen der Erz- und Kohlenlagerstätten).

Abteilung für Bergbau: RAUFF: Formationslehre, g. und p. Repetitorium mit Üb.; SCHEIBE: Min.; BEYSLAG: Lagerstättenlehre I (Kohlen, Salze, Erdöl); KEILHACK: Grundwasser- und Quellenkunde; KÜHN: Petr., petr. Üb., die g. Spezialkarte u. ihre Benutzung; MICHAEL: Geol. Deutschlands m. bes. B. der nutzbaren Lagerstätten.

Breslau: MILCH: Grundzüge der Min. I. 2, Eigenschaften u. Vorkommen der wichtigsten Mineralien 5, min. Üb.; SACHS: Grundriß d. allgemeinen Min. 1.

Danzig-Langfuhr: STREMME: (Vertreter: v. d. OSTEN-SACKEN): Min. und Petr. 4, Geol. des nordd. Flachlandes 1, min.-g. Üb., Anl. (Geol., Min.).

Darmstadt: KLEMM: Min., Einführung in die Gesteinslehre.

Dresden: KALKOWSKY: Geol. und Min. 6, min. Üb.

Stuttgart: SAUER: Min. 3, Gesteinskunde 2, Geol. von Württemberg 2, Mineral- und Bodenschätze der Balkanländer und Vorderasiens 1, min.-geol. Üb., Anl. (Min., Geol.); M. SCHMIDT: Üb. im Bestimmen der Versteinerungen.

\* \* \*

### Landwirtschaftl. Hochschulen.

Berlin: FLIEGEL: Geol. 2, Min. und Gesteinskunde 2, g. Exk.; SCHUCHT: Einführung in die Bodenkunde 2, Ausgewählte Abschnitte aus der Bodenkunde 2.

Bonn-Poppelsdorf: BRAUNS: Min. 2, min. Üb.

Hohenheim: PLIENINGER: Geol. I. 3; Grundzüge der Min. 1, min. Üb.

Weihenstephan: —

\* \* \*

Hamburgisches Kolonialinstitut: GÜRICH: Die g. Verhältnisse von Afrika 1.

Akademie Posen: MENDELSON: Einführung in die Geol. (Formationskunde und Gebirgsbildung) 1, min. Üb.; SCHOENICHEN: Die Lebewelt der Vorzeit; Einführung in die Paläontologie 1.

B. Österreich.

Techn. Hochschule Prag: — (Lehrstuhl vakant).

Montanistische Hochschule Leoben: GRANIGG: Min. 3, Petr. 2, min. Üb.; SCHMIDT: Geol. 6, Pal. 2, Lagerstättenlehre 3.

Pribram: — (Lehrstuhl vakant).

C. Schweiz.

Zürich: SCHARDT: Allg. Geol. 4, Ausgew. Kapitel der Geol. der Schweiz, g. Üb., Anl. (Geol.), g. Coll.; GRUBENMANN: Min. 4, min. Üb., petr. Üb., Üb. im mineralchemischen Labor., Entstehung der Erzlagerstätten 2; HESCHELER: Pal. der Wirbeltiere exkl. Säugetiere 2; ROLLIER: Petrefaktenkunde mit Üb. 2, Stratigraphie: Tertiärformation 2.



## IV. Bücher- und Zeitschriftenschau.

**Geomorphologische Forschungen über das Gebiet zwischen Elbe und Oder** veröffentlicht E. WUNDERLICH in den Geographischen Abhandlungen (Veröffentlichungen des Geographischen Instituts an der Universität Berlin). 1917, Seite 275—361. Es ist die erste Veröffentlichung einer Reihe von Arbeiten über das ganze norddeutsche Flachland.

Das Elbe-Odergebiet zerfällt in drei Teile. Der Norden ist eine fast einheitliche zusammenhängende Platte, die nur im Nordosten in einige kleinere Teile aufgelöst ist. Die mittlere Zone zwischen dem Thorn—Eberswalder Tal im Norden und dem Breslau—Magdeburger Urstromtal im Süden ist in viele Platten und Inseln zerlegt. Die südliche bis an das Mittelgebirge reichende Zone ist wieder geschlossener.

Die nördliche Zone wird hauptsächlich von der »Mecklenburger Platte« ausgefüllt, die als Vorplatten die Stralsunder—Greifswalder Hochfläche und die Demmin—Anklamer Hochfläche aufweist. Diese Vorplatten sind einfach gebaute Grundmoränenebenen, die sich zum Meere hin abdachen. Im Innern der Mecklenburger Platte sind zwei Haupteisrandlagen, die von GEINITZ als äußere und innere baltische Hauptendmoräne unterschieden worden sind, nachgewiesen. Die nördliche Hauptendmoräne streicht von Wismar nach Oderberg an der Oder, die südliche kommt bei Oranienburg an das Eberswalder Urstromtal heran. Bei Templin sind vor den Endmoränen mächtige Sander (Stadtforst Templin, Reiersdorfer Forst, Schorfheide) entwickelt.

Zwei verschiedene Gruppen von Tälern können in dieser Zone unterschieden werden: die fluvioglazialen, die in genetische Verbindung mit dem Ab-

schmelzen des Eises gebracht werden können, und die postglazialen Täler, bei denen solche Beziehungen nicht bestehen. Letztere treten mit höchster Größenentwicklung von 4 km hinter die fluvioglazialen Talungen zurück. Die Nebentäler der Urstromtäler münden ins Haupttal nicht gleichsohlig. Die Ruppiner Seenrinne liegt z. B. mehr als 10 m tiefer wie das Haupttal. Für die größten postglazialen Täler haben vielleicht fluvioglaziale Talformen den Anfang gebildet. Das Entwässerungsnetz ist durch die verschiedenen Eisrandlagen ausgeprägt worden. Vielleicht haben Hebungen und Senkungen in diesem Gebiet das Zurückschneiden der Täler mitbewirkt.

Die Seen häufen sich auf der Mecklenburger Platte zwischen den beiden Endmoränengängen und fallen in ihrer Verbreitung mit den Eisrandlagen zusammen.

Die gleiche Beobachtung ist von WUNDERLICH hinsichtlich der Sölle und Kessel gemacht worden. Der Verf. gibt eine eigene Definition des Begriffes »Soll«: »Sölle sind die kleinen mehr oder minder rundlichen bis länglichen, oberirdisch zumeist abflußlosen, mit Wasser oder Moorbildungen erfüllten, unter direkter Mitwirkung des Eises oder seiner Schmelzwasser entstandenen ursprünglichen Wannenglazialer Aufschüttungsgebiete.« Unter 30 Sölle und Kessel sind auf keinem Meßtischblatt der nördlichen Zone vorhanden, während die Höchstzahl sich zwischen 400—600 bewegt. Auf den Vorplatten im Nordosten fehlen wohl die Seen, aber die Sölle sind allgemein. Im Sandgebiet sind die Sölle weniger vorhanden, ebenso an den Rändern der Hochflächen, während sie im hügeligen Gelände häufig auftreten. Zur Talbildung treten die Sölle und Becken

in richtige Beziehung. Wo postglaziale Täler ausgebildet sind, fehlen Sölle und Becken.

Trotz aller Wirkung der Abtragung macht die Mecklenburger Hochfläche den Eindruck »einer unverletzten, jugendlichen Glaziallandschaft«. Wir haben in dieser Landschaft den Typus der jugendlichen, glazialen Aufschüttungslandschaft vor uns, da in den beiden Hauptendmoränen zwei besonders gut ausgeprägte Rückzugsendmoränen erhalten sind.

Die mittlere Zone des Elbe-Odergebietes zerfällt in vier Platten (Barnimplatte, Teltowplatte, Flämingplatte, Gräfenhainicher Platte) und viele kleinere Platten und Hochflächen.

Die Einheitlichkeit der Barnimplatte, die zwischen Havel und Oder, Berliner und Eberswalder Urstromtal liegt, wird nur scheinbar durch das Buckower Tal aufgehoben. Das Buckower Tal ist kein einheitliches Tal, sondern besteht aus einem mittleren Becken, von dem aus Gefälle nach beiden Seiten hin vorhanden ist.

Der Nordrand der Platte tritt orographisch wenig heraus, da die Stufe, besonders in der Gegend von Biesenthal, durch Dünen verwischt ist. Der Ost- rand wird von einem stufenförmigen Abfall gegen das Odertal gebildet, an den sich Schuttkegel, die irrtümlich als Terrassen gedeutet worden sind, legen.

Der Südrand fällt mit dem Nordrand des Berliner Urstromtales zusammen. Die 15—20 m hohe Stufe ist nur bei der Einmündung des Buckower Tales unterbrochen, wo sich von Nordosten her an dieser Stelle ein Sander in das Tal einschiebt.

Der Westrand bildet einen Abfall nach dem Haveltal hin. Oftmals bildet er eine schiefe Ebene, die allmählich ins Tal übergeht.

Absolute Höhe beträgt im Durchschnitt 50 m, nach der Oder zu 100 bis 150 m.

Das »Ländchen Bellin« ist eine Hochflächeninsel im Winkel zwischen Haveltal und der Vereinigung der beiden nördlichen Urstromtäler. Bei Pausin ist der Rand durch Dünen verwischt, während der Ostrand von den Schmelz-

wässern, welche die Sander des Barnim aufschütteten, zugeschärft worden ist.

Die Barnimplatte ist flacher, ebener wie die Mecklenburger Platte. Grundmoränenlandschaft zeigt sich zwischen Bernau, Werneuchen, Friedrichsfelde, Alt-Landsberg. Größere Seen und Sölle fehlen fast ganz. Im hügeligen Gebiet von Wandlitz und Biesental beginnt ein Sander, der nach dem Brisetal und nach der Panke entwässert. Nach Norden muß aber auch subglazial eine Menge Wasser ins Eberswalder Urstromtal geflossen sein. Von den Höhen Straußbergs dacht sich eine Sanderebene nach Rüdersdorf ins Berliner Urstromtal ab. Bei Buckow findet man ähnliche Formen. Die Sander sind an die Moränenlandschaft im Norden und Osten der Platte gebunden, während südlich davon typische Grundmoränenlandschaft sich anschließt. KEILHACK hat diese Moränenlandschaft auf seiner geologisch-morphologischen Übersichtskarte der Provinz Pommern nicht ausgeschieden.

Wo die Endmoränenlandschaften der Barnimplatte vorhanden sind, da finden sich im Gegensatz zur südlichen Grundmoränenebene Seen und Sölle. Die postglaziale Talbildung ist im Norden, Süden, Westen geringer wie im Osten, wo sie mit 9 km das Maximum erreicht.

Die Endmoränen der Barnimplatte gehören als Fortsetzung zur äußeren baltischen Hauptendmoräne.

So gehören auch Barnim- und Berliner Hochfläche zum Verbreitungsgebiet der letzten Vereisung.

Die zwischen Berliner und Baruther Urstromtal liegende Teltowplatte ist sehr zerteilt. Die Ränder sind in einzelne Inseln aufgelöst, und der Kern wird von fünf Tälern zerlegt: Nuthe-, Dahme-, Spree-, Neiße- und Haveltal. Größere Staubecken und glaziale Täler, die diese untereinander und mit den Urstromtälern verbinden, treten auf. Zwei solche Staubecken liegen im Berliner Urstromtal im Mündungsgebiet der Spree, bei Brandenburg, südlich von Potsdam (Becken von Saarmund, von der Nuthe durchflossen), zwei im Dreieck von Trebbin und Treuenbrietzen—Baruth, bei Wendisch-Buchholz im

Dahmegebiet, im unteren Spreewald, bei Guben—Pförten ein gleicher. Entweder sind diese Staubecken Teile der Urstromtäler oder sie sind durch plötzliche Überschwemmung der Abschmelzwasser entstanden.

Im Nordosten liegen die größten Höhen mit 150 m. Das Ganze ist eine einzige große Randlagenlandschaft. Am hügeligsten ist der Süden, wo wir sogar parallele Züge feststellen können: Gegend von Guben, Gegend von Lieberose, bei Potsdam, bei Brandenburg, die Schollener Hochfläche. Vor diese Endmoränen legen sich große Sanderflächen. Die postglaziale Erosion beträgt nur bis 2 km. Der Charakter der Teltowplatte als Randlagenlandschaft bringt es mit sich, daß wir reichlich Seen, Kessel und Sölle finden.

Das Eis lag lange Zeit entlang der »Teltoweisrandlage« (Schollene, Rathenow, Brandenburg, Potsdam, Trebbin, Sperenberg, Teupitz, Oderin, Streupitz, Lieberose, Guben) fest. Vor diesen Endmoränen entstanden Sander. Das Eis ging dann entlang der Rauenschen Berge bei Fürstenwalde, der Havelberge, Müggelberge langsam zurück.

Die Flämingplatte macht überall den Eindruck einer ausgedehnten, langsam nach dem Innern zu ansteigenden Hochebene. Natürlich ist die Platte durch den Oberlauf der Dahme in einen westlichen und einen östlichen Teil zerlegt. Zwischen Elbe- und Planetal zeigt sich im Norden zunächst eine Zone flacher Landschaften aus Geschiebesand, dann schließt sich nach Süden hin Endmoränenlandschaft an, vom Elbtal zwischen Magdeburg und Burg beginnend bis in die Gegend von Belzig. Als südliches Vorland stellen sich Sander und ganz im Süden ebene Grundmoränenlandschaft ein. Im Gebiet zwischen Plane- und Dahmetal fehlen zusammenhängende Endmoränenlandschaften. Die Nordabdachung bilden ebene Geschiebesandgebiete, südlich liegen Sandergebiete. Als Endmoränen kommen in Frage: Hügel südlich von Niemegek, von Jüterbog über Schlanzer nach dem Golmberg. Zwischen Dahme und Spree dehnen sich große Staubecken aus. Die sieben größten, die sich durch ihre Al-

luvialflächen deutlich herausheben, liegen bei Luckau, Alt-Döbern, Cottbus, Forst, Göllnitz, Finsterwalde, Schlieben. An Endmoränen können wir einen Bogen erkennen, der von Gehren, Gahro, Göllnitz bis südlich Kalau verläuft, während der zweite Bogen über Chransdorf, Drebkau, südlich von Cottbus nach Schorbus und Gr.-Gaglow verläuft. Ein dritter Bogen — von der Spree unterbrochen — setzt sich nach Osten hin an. Zwischen Spree und Bober ist das Fläminggebiet am interessantesten. Die schöngebogenen Endmoränen sind als Hauptwasserscheide ganz nach Süden an das Breslau—Magdeburger Urstromtal gerückt. Bei Gr.-Särchen ist eine jüngere Endmoränenstaffel nachgewiesen.

Im Norden der Flämingplatte verzahnen sich die Sander der Teltowplatte und die Flämingschuttkegel. Die Wasser von Süden stauten sich vor der Eisstillstandslage im südlichen Teltow. Eine gleiche Verzahnung geschah im Süden im Breslau—Magdeburger Urstromtal. Die Staubecken nördlich der Endmoränen sind genetisch mit der Teltoweisrandlage in Verbindung zu bringen. Für die südlich vorhandenen gibt es noch keine Entstehungserklärung. Postglaziale Täler sind wenig von den fluvio-glazialen zu unterscheiden, da es fast gar keine Rinnenseen gibt. Charakteristisch sind die vorhandenen Rummeln, bei denen man einen fluvio-glazialen Verlauf, einen jugendlichen Mittellauf mit unausgeglichenem Gefäll und einen Unterlauf mit stark verbreitertem Tal unterscheiden kann. Vom Volke wird nur der postglazial entstandene Teil Rummel genannt. An Seen finden sich auf der Fläminghochfläche keine. Die Südgrenze der Seen im Elbe-Odergebiet fällt also mit dem Nordrand des Baruther Tales und der Teltoweisrandlage zusammen. Sölle und Kessel sind um die Hälfte auf der Teltowfläche gesunken und machen nur ein Sechstel der Zahl auf der Mecklenburger Fläche aus. Es gibt sogar völlig söllfreie Gebiete. Es besteht aber eine Flämingrandlage, durch die bei Leitzkau, Coswig und Muskau die Tertiärschichten gestaut worden sind.

Aus dem Breslau—Magdeburger Urstromtal erhebt sich die Gräfenhainicher Hochfläche, die von zwei Armen dieses Tales umschlossen wird. Scharfe Stufen bilden die Ränder. Wie der westliche Fläming dacht sich die Hochfläche nach zwei Seiten hin ab, erreicht in den Wurzelbergen, Gabelbergen eine Höhe von 180 m. Mit der Muskauer Endmoränenlandschaft hat dieses Gebiet viel Ähnlichkeit. Glaziale Aufpressung hat eine Faltenlandschaft erzeugt. Es ist eine Randlagenlandschaft, durch mehrfache Oszillationen des Eises entstanden. Es sind Jugendmoränen, die außerhalb der Seengrenze liegen und einen vorgeschobenen Bogen der Flämingeisrandlage bilden.

Das Thorn—Eberswalder Urstromtal faßt WUNDERLICH nicht als einheitliches Flußtal auf, durch das bei Niederfinow glazial gestautes Oderwasser ins Elbgebiet hinüberfloß, sondern er erkennt zwei verschieden alte Talstücke. Das Stück von Oranienburg bis Kremmen, das Haveltal bis zum Berliner Tal muß schon zur Zeit der Ausbildung der äußeren baltischen Hauptmoräne vorhanden gewesen sein, weil sie in der Gegend von Oranienburg das Urstromtal mit dem Sander zusammen kreuzt. Das östliche Stück von Liebenwalde nach Niederfinow ist genetisch mit den Sandern der inneren baltischen Hauptendmoräne verknüpft. Das meiste Wasser floß vermutlich nach Osten zur Oder und von da subglazial nach Norden. Das Berliner Tal ist komplizierter gebaut. Es ist wohl aus verschiedenen, getrennt liegenden fluvioglazialen Abflußrinnen und Staubecken entstanden, die verschieden alt sind, wie es die Zwischenrandlagenablagerungen zeigen, welche das Berliner Tal queren. Das Baruther Tal ist nach WUNDERLICH kein einheitliches Tal. Vor dem stillliegenden Eisrand stauten sich die Flüsse, pendelten hin und her, schütteten dabei Schuttkegel auf, bis sie schließlich unter dem Eise einen Weg nach Norden fanden. Auch das Breslau—Magdeburger Tal im Sinne BERENDTS ist kein einheitliches Tal, sondern entstanden aus der Stauung der von Süden kommenden Flüsse vor der

Flämingeisrandlage. Aufgeschüttete Schuttkegel verlegten auch hier dem fließenden Wasser den Weg. Der Bober floß zeitweilig zur Oder, fand aber wie Queiß und Neiß schließlich unter dem Eise den Weg nach Norden. Spree und Schwarze Elster flossen von Hoyerswerda ab nach der unteren Elbe.

Die südliche Zone des Elbe-Odergebietes bildet das sächsisch-thüringische Tiefland, das bis nach Halle (ohne Porphyrgbiet), Merseburg, Lützen, Eilenburg, Schildau, Mühlberg, Kamenz, Burglau reicht. Fluvioglaziale Ostwesttäler sind die Fuhnniederung, das Tal der Weißen Elster zwischen Leipzig und Merseburg. Endmoränencharakter finden wir auf der Cöthener Hochfläche, in der Umgebung von Dieckau und Lützen, über Taucha, Wurzen, Belgern, Mühlberg bis nach Kamenz. Sonst ist alles flache Ebene ohne Seen, Sölle und Kessel, die selbst auf den Endmoränenlandschaften fehlen. Hier liegt also die Südgrenze der letzten Vereisung, denn Söllgrenze und Südgrenze decken sich im Elbe-Odergebiet, die geringeren Oszillationen nicht beachtet.

Die Jungmoränenlandschaft umfaßt das ganze Söllgebiet. Sie kann sehr verschieden ausgebildet sein. WUNDERLICH bezeichnet das als quantitative Differentiation, die in engster Beziehung zu den Eisrandlagen steht. Zur Altmoränenlandschaft gehört alles, was südlich des Breslau—Magdeburger Urstromtales liegt. Glazialwannen fehlen hier, und die abgetragene ältere Glaziallandschaft ist mit Löß bedeckt.

RUDOLF HUNDT.

**Obersilur in der Lindener Mark bei Gießen.** (Notizblatt des Vereins für Erdkunde der Großherzogl. Geol. Landesanstalt zur Darmstadt.) V. Folge. Heft 2. 1916.

In dieser Arbeit macht uns A. STEUER mit neu nachgewiesenem Obersilur bei Gießen bekannt. E. KAYSER hatte die Dolomitensandsteine, H. LOTZ den Massenkalk, beide mitteldevonischen Alters, bearbeitet. In den südlich von Gießen, besonders in letzter Zeit geschaffenen Aufschlüssen durch den Eisenmanganerzbau sind gute geolo-

gische Aufschlüsse entstanden, die in den geologischen Bau der Lindener Mark großartige Einblicke gewährten.

Ein Stollen auf hessischem Gebiet zwischen Grube »Eichelstück« und »Grube Grenze« schloß von SW.—NO. streichend stark gefaltete Schiefer »mit kalkigen und quarzitischen Einlagerungen« auf, die einen geringelten Tentakuliten lieferten. Wenn auch sehr verquetscht, zeigten sich doch knollige, in der Mitte bankartige, blaue, harte Kalke, die massenhaft Orthoceraten, *Cardiola interrupta*, einzeilige Graptolithen, einige Zweischaler und Brachiopodenbruchstücke führten. Durch die Einschlüsse ist das silurische Alter des Profils bewiesen. Im Norden, Nordosten und Süden dieser Fundstelle zeigten sich gleiche Profile. In 1,5—2 km Längserstreckung konnten bis jetzt die silurischen Kalke und Schiefer nachgewiesen werden. Das Silur der Wetterau besteht nach den vorläufigen Untersuchungen aus:

1. Kieselschiefer und Wetzschiefer (? Rücklingsschiefer des Kellerwaldes).
2. Schwarze, bituminöse, teils kristalline, teils ziemlich feinkörnige Kalke in verschiedenen Bänken und Tiefen. Sie enthalten massenhaft Orthoceraten, glatte Formen, dünn bis armstark, solche mit senkrecht verlaufender Streifung, solche, die *Orthocerus annulatum* Sow. ähnlich sind; *Cardiola interrupta*, einzeilige Graptolithen. Am Südeude des »Eichelstückes« ist die Kalkbank sandig, eisenschüssig, bituminös, frisch blau, verwittert rötlich, auch mit zahlreichen Graptolithen (? Untere Steinhorner Schichten, Unter-Ludlow des Kellerwaldes).
3. Dichter, feinflaseriger, teilweise dolomitierter Knollenkalk mit kleinen Versteinerungen (? Gilsekalk des Kellerwaldes).
4. Kieselgallen mit kleinen Versteinerungen, worunter *Cardiola* (? Obere Steinhorner Schichten des Kellerwaldes).
5. Ziemlich zerrüttete Ton- und Wetz-

schiefer (? Obere Steinhorner Schichten des Kellerwaldes).

6. Karbonatische Grauwackenbänke als Einlagerungen im Schiefer.

Aus der Lagerung der Massenkalke und Dolomitensandsteine zu diesen Silurschichten ist es leicht möglich, festzustellen, daß diese nicht mitteldevonischen, sondern unterdevonischen Alters sind. Nach A. DENCKMANN'S Mitteilung entsprechen die Silurschichten der Lindener Mark der normalen schiefrig-kieselschiefrig-kalkigen Entwicklung des Obersilurs im Kellerwald.

R. HUNDT.

HÄBERLE, D., **Die Höhlen der Rheinpfalz.** (Beiträge zur Landeskunde der Rheinpfalz, Veröffentlichungen der Naturwissenschaftlichen Abteilung des Schwarzwald-Vereins, herausgegeben von Rechnungsrat Prof. Dr. HÄBERLE in Heidelberg, Heft 1.) 54 S. 38 Abbildungen. Kaiserslautern 1918. H. Kayser.

Nach einer kurzen Einleitung über den Begriff der Höhlen schildert der Verf. in dankenswerter Weise die sämtlichen wirklichen Höhlen, sowie die Halbhöhlen, Nischen und künstlichen Höhlen der Rheinpfalz und ergänzt die Darstellung durch zahlreiche Abbildungen. Diese sind allerdings infolge des rauhen Papiers zum Teil etwas mangelhaft. Erstaunlich ist es, welchen Reichtum an Höhlenbildungen das doch eigentlich dafür wenig geeignete Buntsandsteingebiet der Pfalz besitzt.

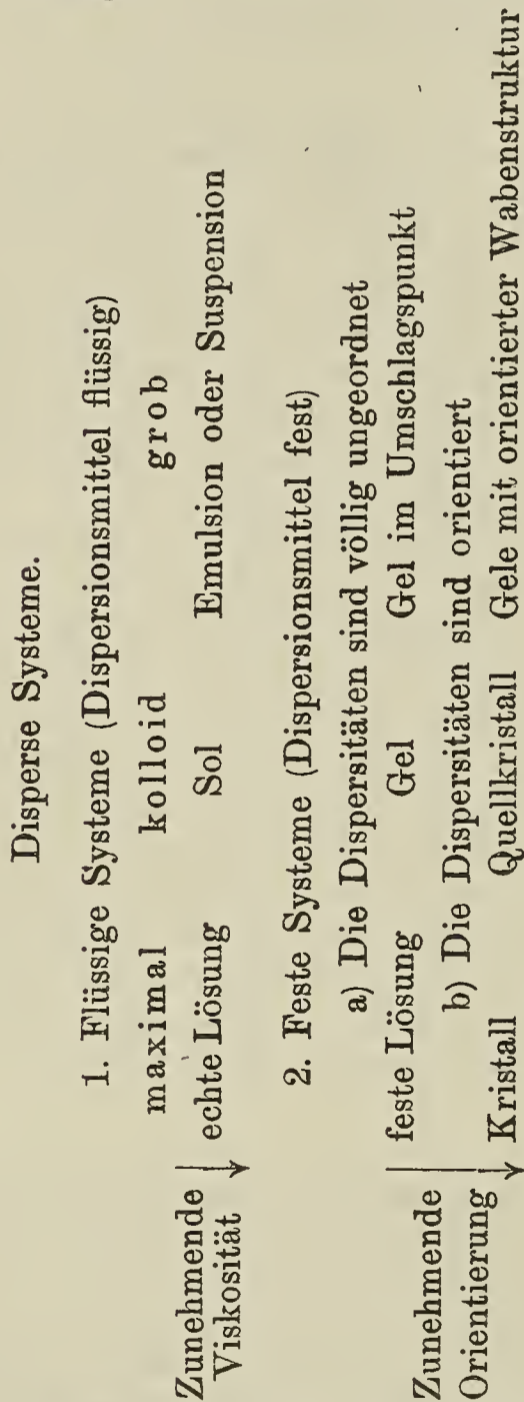
SAL.

G. WIEGNER, **Boden und Bodenbildung in kolloidchemischer Betrachtung.** 98 S. mit 10 Textfig. Dresden u. Leipzig, Steinkopff, 1918.

Verf. hat auf einheitlicher großzügiger Grundlage die Lehre von den »Bodenkolloiden« neu aufgebaut.

Die Kolloidchemie hat sich zu einer Chemie der Zerteilungen entwickelt, in welcher unterschieden werden: grobdisperse Systeme oder Emulsionen mit Teilchen von über 100  $\mu\mu$  Durchmesser, kolloiddisperse mit Teilchen von 100 bis 1  $\mu\mu$  Durchm. und maximaldisperse oder echte Lösungen mit Teilchen unter

1  $\mu\mu$  Durchm. Diese gebräuchliche Einteilung umfaßt aber nur die Systeme mit flüssigem Zerteilungsmittel. Im Boden sind diese von geringerer Bedeutung als die mit festem Zerteilungsmittel, von welchen solche mit ungeordneten und mit geordneten Teilen (Dispersitäten) zu unterscheiden sind. Die einzelnen Systeme gehen ineinander über und unterliegen denselben Gesetzen. Ihre Unterschiede sind nur quantitativ. So entwickelt der Verfasser die folgende Einteilung:



Das ist ein großer Gegensatz gegen die frühere Anschauung, welche im Boden nach bestimmten Kolloiden suchte, denen mehr oder weniger starke Wirkung zugeschrieben wurde. Verf. betrachtet nach dieser Übersicht den Boden und die in ihm sich vollziehenden Vorgänge: Kalkwirkung, Dichtschlämmen, Salzkonzentrationen, Pflugsohle,

Frostwirkung, Bodengare, Stalldünger, Einfluß der basischen und sauren Gesteine, Absätze aus Wässern und Meeren, Marschen; allerdings manchmal etwas theoretisch.

Größere Abschnitte erhalten: Schutzwirkung des Humus auf die Bodendispersion, gegenseitige Fällung der Kolloide, Austauschzeolithe als gemengte Gele und besonders ausführlich die Bodenbildung unter dem Einfluß des Klimas.

Die Darstellung ist übersichtlich und klar. STREMMER.

E. RAMANN, *Der Boden und sein geographischer Wert.* *Mitteil. Geogr. Ges. München.* Bd. XIII, 1918. Heft 1. 14 S.

Kurze, sehr klare und allgemein verständliche Darstellung der Beziehungen zwischen dem Charakter des Bodens und der menschlichen Besiedelung. Unter Zugrundelegung der HILGARDSchen Darstellung wird gezeigt, daß die ariden Böden unter dem Einfluß der Bewässerung die Ausgangspunkte höherer menschlicher Kultur, freilich in ihrer orientalischen Form, lieferten. Die waldbedeckten Feuchtgebiete, deren Böden durch Auswaschung der löslichen Bestandteile gekennzeichnet sind, erzeugten einen langsameren, aber individuelleren Kulturfortschritt, während auf den Steppenböden Hirtenvölker entstanden. Auch der Löß scheint eigenartig auf Besiedelung und Kulturentwicklung des Menschen einzuwirken.

SALOMON.

DOELTER, C. *Handbuch der Mineralogie*, Band II, 12 (Bogen 61—72 und Titelbogen), Dresden und Leipzig 1917 bei Th. Steinkopff. Subskriptionspreis 9,40 M.

Mit diesem Hefte schließt die zweite Abteilung des 2. Bandes des ganzen Werkes ab. (Vgl. Rundschau VIII, Heft 5—8, Seite 265.) Die betreffende Lieferung beendet die Besprechung des Melilithes und behandelt von wichtigeren Mineralgruppen die Formel der Pyroxene, die Skapolithe, die Sprödglimmer, den Anorthit und eine Reihe von selteneren Silikaten. Die Bespre-

chungen rühren mit einer einzigen Ausnahme von DOELTER selbst her. Ein ausführliches und offenbar sehr sorgfältig verfaßtes Autoren- und Sachverzeichnis erhöht den Wert und die Benutzbarkeit des ganzen Bandes.

SALOMON.

**Abraham Gottlob Werner, Eine kritische Würdigung des Begründers der modernen Geologie.** Zu seinem 100jährigen Todestage von RICHARD BECK. 51 Seiten, 3 Tafeln, 8 Textfiguren, Berlin 1918, Borntraeger. Brosch. 2,50 M. (Sonderabdruck aus dem Jahrb. für das Berg- und Hüttenwesen im Königreich Sachsen, Jahrgang 1917.)

Der stürmische Drang nach vorwärts, der die modernen Naturwissenschaften beseelt, bringt es mit sich, daß ihre Vertreter meist nicht gerne rückwärts sehen. Die meisten Naturforscher pflegen sich daher erst in reiferem Alter, wenn überhaupt, für die Geschichte ihrer Wissenschaft zu interessieren; und doch ist ein volles Verständnis wissenschaftlicher Fragen nur möglich, wenn man ihre historische Entwicklung kennt. Es ist daher sehr bedauerlich, daß meines Wissens nirgendwo in Deutschland Vorlesungen über die Geschichte der Geologie gehalten werden. Man sollte den Versuch machen, Lehraufträge dafür erteilen zu lassen. Um so erfreulicher ist es, wenn Gelegenheiten wie die hundertjährige Wiederkehr des WERNERSchen Todestages die Veranlassung zur Abfassung so vortrefflicher Schriften wie der vorliegenden geben. Denn es ist BECK wirklich geglückt, ein ausgezeichnetes Bild nicht bloß von der Person WERNERS, sondern auch von seiner ganzen wissenschaftlichen Tätigkeit zu geben. Er behandelt erst den äußeren Lebensgang, dann seine Verdienste um die Mineralogie, seinen persönlichen Charakter und seine akademische Lehrtätigkeit, dann seine Verdienste um die Geologie. Besonders ausführlich wird WERNERS Stellung im Neptunistenstreit behandelt. Es wird klar gezeigt, wieso WERNER zu seinem Irrtum kam und wie dieser Irrtum verbunden mit der unbestrittenen Auto-

rität des Mannes längere Zeit hindurch die Entwicklung unserer Wissenschaft schädigte. Sehr mit Recht wird wörtlich gesagt: »Wie lehrreich ist das auch im Hinblick auf andere Lehrgebäude unserer Tage, die von autoritativer Seite ihrer wissenschaftlichen Gefolgschaft suggeriert, lange Zeit den Fortschritt hemmen!«

Ein weiterer Abschnitt des Buches behandelt WERNERS Verdienste um das praktische Berg- und Hüttenwesen. Sein Tod und seine feierliche Bestattung werden geschildert, sein Grabmal, ebenso wie sein Geburtshaus, abgebildet. Ein ausgezeichnetes Personenbildnis und ein Faksimile eines Briefes schmücken die Darstellung. SALOMON.

**A. SACHS, Die Grundlinien der Mineralogie für Mineralogen, Chemiker und Physiker.** Stuttgart 1918 bei Enke. (Brosch. 2, 0 M.) 62 S.

Der Verfasser stellt sich die Aufgabe, die Grundzüge der allgemeinen Mineralogie in ihrer historischen Entwicklung kurz darzustellen. Dem Anfänger wird er damit wohl nicht viel bieten. Für den Fortgeschrittenen ist es eine bequeme Aufzählung und Besprechung der historisch wichtigsten Arbeiten. Auch für den Geologen, der ja meist nicht die Zeit haben wird, sich um die historische Entwicklung der Nebengewissenschaften zu kümmern, ist das Büchelchen von Interesse und von Nutzen.

SALOMON.

**F. VON TOULA, Lehrbuch der Geologie.** Ein Leitfaden für Studierende. 3. Aufl. 556 S. 32 Taf. 1918. M. 20.—

Das TOULASche Lehrbuch der Geologie vereinigt in sich manche Vorzüge: die gedrängte Darstellung des Stoffes, das Bestreben, in erster Linie das Tatsächliche zu bieten, die schönen Tafeln mit den Abbildungen der Leitfossilien, die farbigen geologischen Karten. Die neu erschienene 3. Auflage ist aber in mancher Hinsicht nicht auf der Höhe. Wohin man blickt, zeigen sich Rückständigkeiten, die unbedingt hätten vermieden werden müssen. Der tektonische Abschnitt ist ganz ungenügend. Wer heute noch die Überschiebungen in den

Alpen anzweifelt, kann dies nur auf Grund ungenügender Kenntnisse tun. Auf S. 251 wird ein uraltes Profil durch die oberrheinischen Gebirge geboten, das Vogesen und Schwarzwald als Vollhorste darstellt. Bei der Entstehung der Kalisalzlagerstätten ist die Rolle der höheren Temperatur bei der Versenkung in größere Erdtiefen nicht berücksichtigt. Die Bogheadkohle wird nicht

richtig erklärt. Die Einteilung des englischen Silurs ist veraltet. Vom variscischen und vom kaledonischen Gebirge wird gesprochen, als ob das alles Humbug wäre. Damit haben wir nur ein ges herausgegriffen, um zu zeigen, daß das Buch in den verschiedensten Kapiteln nicht genügend auf den jetzigen Stand unserer Wissenschaft gebracht ist.

WCKS.

---

**Jahresberichte und Mitteilungen des Oberrheinischen geologischen Vereins. Neue Folge. Bd. 7. 1918.** Inhalt: SALOMON, W. und HÄBERLE, D., Bericht über den Oberrheinischen geologischen Verein vom August 1916 bis zum Dezember 1917 S. 3. — WENZ, W., Die Thalfinger Schichten der schwäb. Rugulosakalke und ihre Beziehungen zu anderen Tertiärablagerungen. Mit einer Kartenskizze und einer Abbildung S. 6. — HÄBERLE, D., Beobachtungen über das Wachstum von Stalaktiten S. 30. — WAGNER-KLETT, W., Cerussit von Wiesloch in Baden. Mit einer Übersichtskarte 1 : 20 000 und 8 Textfiguren S. 36. — HEMMER, A., Über das Tertiär von Truchtersheim (bei Straßburg) und seine Flora S. 41. — PFEIFFER, W., Über den Gipskeuper in Süddeutschland. Mit 2 Abbildungen und 2 Tabellen S. 44.

---



## V. Geologische Vereinigung.

### Unsere Toten.

#### Oswald Marschall †.

(Tafel III.)

Dr. OSWALD MARSCHALL, Dozent für Chemie, Geologie und Mineralogie an der ehemaligen Forstakademie Eisenach, fiel am 15. Dezember 1917 auf dem Felde der Ehre als Leutnant d. R. in einem Reserve-Infanterieregiment.

OSWALD MARSCHALL wurde am 27. November 1884 als Sohn des Hotelbesitzers KARL AUGUST MARSCHALL und dessen Ehefrau KAROLINE FRANZISKA geb. BAUSS in Kaltennordheim in der Rhön geboren. Nachdem er den ersten Unterricht auf der Volksschule seines Heimatortes erhalten hatte, besuchte er das Realgymnasium in Eisenach, das er 1905 mit dem Zeugnis der Reife verließ, um sich erst in Jena, dann in Kiel und später abermals in Jena dem Studium der Naturwissenschaften, im besonderen der Chemie zu widmen. Er promovierte mit einer Dissertation »Über Rotations- und Fluoreszenzerscheinungen bei Chinaalkaloiden« und bestand am 8. Juni 1910 das Doktorexamen summa cum laude. Eine nervöse Erschöpfung ließ es ihm ratsam erscheinen, den Beruf des Chemikers mit dem des Geologen zu vertauschen. Im Herbst 1910 übernahm er eine Volontärassistentenstelle am Mineralogisch-geologischen Institut der Universität Jena. Ihm fiel als solchem die Vorbereitung meiner Vorlesungen und die Ordnung der paläontologischen Sammlung zu. Für beides entwickelte er rasch Verständnis und Hingabe, und bei den praktischen Übungen, namentlich bei dem in Jena mit seiner dazu so hervorragend geeigneten Umgebung eine große Rolle spielenden Kartierungspraktikum im Gelände zeigte er sich als geschickter Lehrer. Treue gegen seinen Chef, gerades, offenes Wesen, eine natürliche Liebenswürdigkeit und Höflichkeit, größtes Interesse für seine Arbeit und für das Institut und eine ausgezeichnete Begabung machten MARSCHALL zu einem in jeder Hinsicht hervorragenden Mitarbeiter.

Im Frühjahr 1912 wurde MARSCHALL durch den Geh. Oberforstrat Dr. MATTHES in das Dozentenkollegium der Großh. sächs. Forstakademie Eisenach berufen. Bis zum Schluß des Sommersemesters 1914 las er in je zwei Semestern anorganische Chemie vier-, organische Chemie zwei-, Mineralogie und Petrographie drei- und Geologie einstündig und hielt jedes Semester 2 Stunden chemische Übungen ab. Im Sommer-

semester belebte er den geologischen Unterricht durch zahlreiche Exkursionen, auch mehrtägige, zu denen die geologisch so mannigfaltige und interessante Eisenacher Gegend ein überaus günstiges Feld darbot.

Mit Kriegsausbruch wurde die Eisenacher Forstakademie, die unter ihren etwa 100 Hörern auch zahlreiche Ausländer, namentlich aus den Balkanländern, aufwies, geschlossen. Den nicht als etatsmäßigen Beamten angestellten Dozenten wurde gekündigt. Dies Los traf auch MARSCHALL. Später wurde die Akademie aus Sparsamkeitsrücksichten auf Antreiben des weimarischen Finanzministers HUNNIUS ganz aufgehoben. MARSCHALL, der nicht gedient hatte, wurde im Februar 1915 als Landsturmmann eingezogen. Im Beginn des Juni kam er an die Front und hat seitdem bis zu seinem Tode immer im Westen im Kampf gestanden. Er focht in den Stellungskämpfen an der Yser (1915—16), in der Champagne und bei Reims (1917), in der Schlacht an der Somme (1916) und bei Verdun (August—Oktober 1917). Schon als Gefreiter erwarb er sich das Eiserne Kreuz und eine Anerkennung des kommandierenden Generals, wozu später noch das großh. sächsische Allgemeine Ehrenzeichen in Silber mit Schwertern kam. Oktober 1917 zum Leutnant befördert, fiel er am 15. Dezember 1917 bei Ripont und wurde auf dem Militärfriedhof in Brières beerdigt.

In seiner Assistentenzeit in Jena mußte MARSCHALL sich erst in die Geologie und Paläontologie einarbeiten und kam einmal aus diesem Grunde, sodann auch wegen seiner sich erst allmählich festigenden Gesundheit noch nicht dazu, sich wissenschaftlich zu betätigen. Dann aber stellte ihn das Eisenacher Lehramt vor bedeutende und sehr umfangreiche Aufgaben. Mit einem Schlage mußte er über verschiedene Gebiete und in mehrstündigen Vorlesungen vortragen. Er überwand alle Schwierigkeiten, auch die eines mangelhaften Unterrichtsmaterials, und wurde rasch ein ausgezeichnete Lehrer, an dem die Studierenden mit großer Verehrung hingen. Zu wissenschaftlichen Veröffentlichungen aber war er bis zum Kriegsausbruch noch nicht gekommen. Er hat eine Anzahl von Biographien für das »Handwörterbuch der Naturwissenschaften« geschrieben und die Herausgabe der Vorlesungen von EMIL PHILIPPI besorgt. Er trug sich in Eisenach mit dem Plan, eine Mineralogie und Geologie für die Bedürfnisse seiner Studenten zu schreiben. Die Aufhebung der Forstakademie traf ihn natürlich schwer. Er wollte nach dem Kriege zunächst wissenschaftlich arbeiten und er hätte, tüchtig und strebsam wie er war, sicherlich wieder ein Feld für eine fruchtbringende Tätigkeit gefunden.

So sind schöne Hoffnungen mit seinem jungen Leben zerstört, und tiefe Trauer ist über sein Elternhaus gekommen, das inzwischen auch noch den zweiten und letzten Sohn für das Vaterland hat opfern müssen

OTTO WILCKENS.



PRESENTED.

16 MAY. 1919



Oswald Marschall



Die Verfasser von Aufsätzen und Mitteilungen erhalten 50 Sonderdrucke unentgeltlich, weitere gegen Erstattung der Herstellungskosten. Zusammenfassende Besprechungen werden mit 60 *M*, Einzelreferate und kleinere Mitteilungen mit 40 *M* für den Bogen bezahlt. Von den Besprechungen werden 30 Sonderdrucke unentgeltlich, weitere gegen Erstattung der Herstellungskosten geliefert.

Die Kosten für Satzverbesserungen, die das übliche Maß überschreiten, fallen den Verfassern zur Last.

Über die Beigabe von Abbildungen ist vorherige Verständigung mit der Schriftleitung erforderlich.

In der Niederschrift sind zu bezeichnen:  
Verfassernamen ~~~~~ (Majuskel), Versteinerungsnamen ——— (kursiv),  
wichtige Dinge ————— (gesperrt), Überschriften ===== (fett).

---

## Auszug aus den Satzungen der „Geologischen Vereinigung“.

### § 3. Mitgliedschaft.

Die Anmeldung zur Mitgliedschaft erfolgt an den Kassenvorstand\*. Das Eintrittsgeld beträgt 5 M., der Jahresbeitrag 10 M. für Personen sowohl wie für Institute, Bibliotheken usw. Die lebenslängliche Mitgliedschaft einer Person kann durch einmalige Zahlung von 250 M. erworben werden. Wer eine einmalige Zahlung von 1000 M. leistet, wird als Stifter geführt. Alle Mitglieder erhalten die „Geologische Rundschau“ (8 Hefte zu 4—5 Bogen im Jahre) unentgeltlich und portofrei zugestellt.

Der Jahresbeitrag ist bis Ende Januar an den Kassenvorstand\* einzuzahlen, andernfalls wird er durch Postauftrag erhoben. Verweigerung der Zahlung bedeutet Austritt aus der Vereinigung und zieht Einstellung der Zusendung der Zeitschrift nach sich.

#### Der Vorstand:

Vorsitzender:	E. Kayser (Marburg)
Stellvertret. Vorsitzender:	G. Gürich (Hamburg)
»	F. J. Becke (Wien)
»	L. v. Lóczy (Budapest)
»	Ch. Schuchert (New Haven)
Schriftführer:	Fr. Drevermann (Frankfurt a. M., Senckenbergisches Museum, Victoria-Allee 7)
Stellvertret. Schriftführer:	R. Liesegang (Frankfurt a. M.)
Schriftleiter	G. Steinmann (Bonn, Poppelsdorfer Allee 98)
»	W. Salomon (Heidelberg)
»	O. Wilckens (z. Z. Bremen, Kreftingstr. 16)
* Kassenvorstand:	Frau R. Drevermann (Frankfurt a. M., Liebigstr. 40)

---

Die früheren Jahrgänge der *Geologischen Rundschau*, außer den Jahrgängen 1915/16, können von den Mitgliedern der *Geologischen Vereinigung* durch den Kassenvorstand zum Preise von *M* 10.— bezogen werden.

---

**DIE  
DEUTSCHE  
LEIHBÜCHEREI**

==== Berlin W 35 ====  
liefert leihweise alle ge-  
wünschten wissenschaft-  
lichen Neuerscheinungen,  
Zeitschriften und älteren  
Werke sowie größere  
Handbibliotheken aller-  
orten unter vorteilhaften  
Bedingungen.  
Prospekte auf Wunsch.

---

VERLAG VON WILHELM ENGELMANN IN LEIPZIG

---

**Neuerscheinungen:**

**v. Groth, P., Chemische Krystallographie, V. Teil (Schluß).** Aromatische Kohlenstoffverbindungen mit mehreren Benzolringen. Heterocyclische Verbindungen. Mit 955 Figuren im Text. VIII und 1063 S. gr. 8. Geheftet M. 60.— zuzügl. 20 % Teuerungszuschlag.

**Quilling, F., Die Jupitersäule des Samus und Severus.** Das Denkmal in Mainz und seine Nachbildung auf der Saalburg. (Veröffentlichung des Saalburg-Museums.) 236 Seiten auf feinstem Kunstdruckpapier mit zahlreichen Textabbildungen und 2 farbigen Tafeln. gr. 4. Format:  $25 \times 32\frac{1}{2}$  cm. (Frankfurt a. M., in Kommission.)  
Geschmackvoll gebunden M. 150.— zuzügl. 20 % Teuerungszuschlag.

**Schmidt-Breitung, H., Weltgeschichte der neuesten Zeit 1902 bis 1918.** (Sonderdruck aus Georg Webers Lehr- und Handbuch der Weltgeschichte Bd. IV.) gr. 8. Format  $16\frac{1}{2} \times 24$  cm. IX und S. 793—1018. Geheftet M. 4.80 zuzügl. 20 % Teuerungszuschlag.

**Weber, Georg, Lehrbuch der Weltgeschichte.** 2 Bände. Vollständig neu bearbeitet von Dr. Ludw. Rieß. gr. 8. Format  $16\frac{1}{2} \times 24$  cm.  
I. Band. **Altertum und Mittelalter.** XXI u. 1060 S.  
II. Band. **Neuzeit und Neueste Zeit.** XXV u. 1154 S.  
Jeder Band geheftet M. 20.—, gebunden M. 25.—  
zuzügl. 20 % Teuerungszuschlag.

**Weber, Georg, Lehr- und Handbuch der Weltgeschichte.** 4 Bände. 22. Auflage. gr. 8. Format  $16\frac{1}{2} \times 24$  cm.  
IV. Band. **Neueste Zeit.** Bearbeitet von A. Baldamus † u. F. Moldenhauer †. Erster Abdruck. Von 1902 bis auf die Gegenwart fortgeführt von Dr. H. Schmidt-Breitung. XXV und 1018 S.  
Geheftet M. 10.—, gebunden M. 13.— zuzügl. 20 % Teuerungszuschlag.

---

**Zur Beachtung!**

Wegen der außergewöhnlichen Steigerung der Gehälter und Löhne sowie aller übrigen Geschäftskosten, sehe ich mich zu meinem Bedauern genötigt, vom 1. April 1919 an bis auf Widerruf 20 % Teuerungszuschlag zu berechnen.

Leipzig.

Hochachtungsvoll

Wilhelm Engelmann.

---

Diesem Heft liegt ein Prospekt über Weber-Rieß, Kleine Weltgeschichte, sowie der Verlagsbericht des Jahres 1918 der Firma Wilhelm Engelmann in Leipzig bei.

---













